

BERICHTE  
aus dem  
INSTITUT FÜR MEERESKUNDE  
an der  
CHRISTIAN-ALBRECHTS-UNIVERSITÄT KIEL

Nr. 325

**Ein regionales Klimamodell  
für die Arktis und den Nordatlantik**

DOI 10.3289/ITM\_BER 325

von

Hauke Berndt

Kiel 2001

Kopien dieser Arbeit können bezogen werden vom:  
Institut für Meereskunde Kiel  
Fachbereich Ozeanzirkulation und Klima  
Düsternbrooker Weg 20  
24105 Kiel, Germany

---

ISSN 0341-8561

## Zusammenfassung

Die Arktis und der subpolare Nordatlantik bilden mit ihren komplexen Mechanismen und Rückkopplungen eine wichtige Komponente unseres Klimasystems. Aufgrund der geringen Beobachtungsdichte und der niedrigen Auflösung globaler Klimamodelle, bietet sich der Einsatz höher auflösender regionaler Klimamodelle an.

Das hier verwendete regionale Klimamodell (REMO) basiert auf dem früheren Wettervorhersagemodell EM des Deutschen Wetterdienstes (DWD) und wurde am Max-Planck-Institut für Meteorologie (MPIfM) in Hamburg weiterentwickelt. Für die Simulation subskaliger Prozesse stehen zwei Sätze physikalischer Parametrisierungen zur Verfügung – die ursprünglich verwendete DWD-Physik und die ECHAM4-Physik des MPIfM. Der dynamische Teil ist in beiden Fällen identisch.

REMO wird zunächst an das neue Untersuchungsgebiet angepasst. Die neue Konfiguration berücksichtigt bei einer horizontalen Auflösung von  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$  und  $145 \times 121$  Gitterpunkten die gesamte Arktis und den Nordatlantik bis etwa  $40^\circ$  N. Mit DWD- und ECHAM4-Physik im Vorhersage- und Klima-Mode werden unterschiedliche Zeiträume simuliert. Als Antriebsdaten werden die NCEP/NCAR-Reanalysen mit einer zeitlichen Auflösung von 6 Stunden verwendet.

Da REMO bisher nur in gemäßigttem Klima eingesetzt wurde, steht der Test des Modells unter den extremen Bedingungen der hohen Breiten im Vordergrund. Beim Vergleich mit Schiffsbeobachtungen aus der Labrador-See liegt REMO deutlich dichter an den Messungen als die Antriebsdaten. Unrealistisch hohe Feuchten in den Reanalysen sind vermutlich die Ursache erhöhter simulierter Niederschläge. Gemessene Flüsse fühlbarer Wärme werden bei starken Ozean-Atmosphäre Wechselwirkungen von NCEP/NCAR und REMO deutlich überschätzt.

In weiteren Simulationen im Klima- und Vorhersage-Mode mit den ECHAM-4 Parametrisierungen wird REMO mit gemessenen Oberflächentemperaturen und Niederschlagsfeldern verglichen. Während man bei den Niederschlagsverteilungen der NCEP/NCAR-Reanalysen unrealistische spektrale Muster im Bereich der Arktis beobachten kann, treten diese in REMO nicht mehr auf.

In einer Sensitivitätsstudie wird der Einfluss erhöhter Oberflächenrauigkeit an der Eisrandzone untersucht. Ensemble-Experimente zeigen, dass die hohe interne Variabilität die Signale der veränderten Rauigkeit überlagert, was hauptsächlich auf das große Modellgebiet und den damit verbundenen geringen Einfluss der Randdaten zurückgeführt wird.

Insgesamt erweist sich REMO als nützliches Werkzeug für ein besseres Verständnis der Prozesse im Bereich der Arktis und des Nordatlantiks. Eine weitere Anpassung der Parametrisierungen ist jedoch notwendig. Weitere Klimakomponenten wie z.B. Kryosphäre und Ozean müssen berücksichtigt werden, um die Wechselwirkungen und Prozesse der Klimasubsysteme in ihrer Komplexität realistisch beschreiben zu können.

## Summary

The Arctic and the subpolar region of the North Atlantic with their complex net of mechanisms and feedbacks play an important role in the climate system. Because of the sparse observations and the low resolution of the global models the high-resolution regional climate model REMO provides an improved tool to investigate arctic processes.

REMO is based on the former numerical weather prediction model EM of the German Weather Service (DWD) and was further developed at the Max-Planck-Institute for Meteorology (MPIfM) in Hamburg. It has two different parameterization schemes – the original one called DWD-physics and additionally the ECHAM4-physics from MPIfM. The dynamical scheme is in both cases identical.

In a first step REMO is adapted to the new domain. This configuration covers the Arctic and the North Atlantic down to 40° N with a horizontal resolution of  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$  and  $121 \times 145$  grid points. Different periods are simulated with DWD- and ECHAM4-Physics in forecast- as well as in climate-mode. Lateral boundary conditions are taken from NCEP/NCAR-reanalysis.

Comparing REMO with ship observations in the Labrador Sea yields a better correspondence than the reanalysis data. Simulated precipitation is overestimated most probably due to unrealistic high humidity in the NCEP/NCAR-reanalysis. Observed sensible heat fluxes are much lower than the REMO and NCEP/NCAR simulated fluxes.

REMO simulations in climate- and forecast-mode with ECHAM4-parameterizations are compared with measured surface temperatures and precipitation distributions. While there are numerically generated spectral spikes in the NCEP/NCAR precipitation fields in the Arctic, they are not found in the REMO results.

In a sensitivity study the impact of higher surface roughness in the marginal ice zone is investigated. Ensemble experiments show the high internal variability masking any signals due to the changed roughness length. This high internal variability is mostly due to the large model domain and the corresponding a low influence of the lateral boundary conditions.

Overall, REMO has proved to be a useful tool for a better understanding of the processes in the Arctic and the North Atlantic. Further adjustment of the parameterizations seems to be necessary. Other components of the climate system have to be considered to successfully describe the complex feedbacks and processes of the climate subsystems.

# Inhaltsverzeichnis

<b>1</b>	<b>Einleitung</b>	<b>1</b>
<b>2</b>	<b>Bedeutung der Arktis und des subpolaren Nordatlantiks</b>	<b>5</b>
2.1	Einleitung . . . . .	5
2.2	Klima der Arktis . . . . .	7
2.2.1	Süßwassereintrag in den Arktischen Ozean und den subpolaren Nordatlantik . . . . .	11
2.2.2	Thermohaline Zirkulation und Tiefenwasserbildung . . . . .	12
<b>3</b>	<b>Regionale Klimamodellierung</b>	<b>15</b>
3.1	Einleitung . . . . .	15
3.1.1	Nesting . . . . .	16
3.1.2	Klima- und Vorhersage-Mode . . . . .	17
3.2	Das REgionale MOdell – REMO . . . . .	19
3.2.1	Überblick . . . . .	19
3.2.2	Dynamik . . . . .	19
3.2.3	Physikalische Parametrisierungen . . . . .	20
3.2.3.1	DWD . . . . .	20
3.2.3.2	ECHAM-4 . . . . .	22

<b>4 Experimente</b>	<b>25</b>
4.1 Einleitung . . . . .	25
4.2 Modellgebiet und Relaxationszone . . . . .	26
4.3 Antriebsdaten . . . . .	26
4.4 Durchgeführte Simulationen . . . . .	29
4.5 Rechenzeit . . . . .	30
<b>5 Vergleich mit R/VKnorr-Daten</b>	<b>31</b>
5.1 Einleitung . . . . .	31
5.2 Vergleich der Messungen mit REMO und NCEP/NCAR-Reanalysen . . . . .	35
5.2.1 Bodendruck . . . . .	35
5.2.2 2 m Temperatur . . . . .	36
5.2.3 10 m Windgeschwindigkeit . . . . .	38
5.2.4 2 m spezifische Feuchte . . . . .	40
5.2.5 Fluss fühlbarer Wärme . . . . .	44
5.2.6 Niederschlag . . . . .	47
5.3 Diskussion . . . . .	51
<b>6 Oberflächentemperaturen der Arktis</b>	<b>53</b>
6.1 Einleitung . . . . .	53
6.2 Der IABP/POLES-Datensatz . . . . .	54
6.3 Vergleich der Klimatologie . . . . .	54
6.4 2 m Temperatur 1996 . . . . .	64
6.5 Diskussion . . . . .	65
<b>7 Süßwassereintrag in den subpolaren Nordatlantik</b>	<b>69</b>
7.1 Einleitung . . . . .	69
7.2 Niederschlag . . . . .	70

---

7.2.1	Vergleich mit NCEP/NCAR-Reanalysen . . . . .	70
7.2.2	Niederschlag über Grönland . . . . .	73
7.3	Oberflächenabfluss . . . . .	74
7.4	Diskussion . . . . .	76
<b>8</b>	<b>Rauigkeit an der Meereiskante</b>	<b>79</b>
8.1	Einleitung . . . . .	79
8.2	Rauigkeit über Meereis . . . . .	80
8.2.1	Schubspannungskoeffizient und aerodynamische Rauigkeitslänge	80
8.2.2	Meereis in REMO . . . . .	82
8.2.3	Messungen der Rauigkeit über Meereis . . . . .	82
8.3	Simulation der Meereiskante . . . . .	83
8.3.1	Einfluss der MIZ und interne Variabilität . . . . .	83
8.4	Diskussion . . . . .	87
<b>9</b>	<b>Diskussion und Ausblick</b>	<b>91</b>
<b>A</b>	<b>Anhang</b>	<b>95</b>
A.1	Symbole . . . . .	95
A.2	Abkürzungen . . . . .	98
	<b>Literaturverzeichnis</b>	<b>101</b>
	<b>Index</b>	<b>113</b>
	<b>Danksagung</b>	<b>115</b>

# Abbildungsverzeichnis

2.1	Schematische Darstellung der Wechselwirkungen im arktischen Klimasystem. . . . .	6
2.2	Topographische Darstellung der Arktis und der angrenzenden subpolaren Gebiete. . . . .	8
2.3	Trend des Jahresmittels der Bodentemperatur in °C pro Dekade nördlich von 40° N für den Zeitraum 1966-1995 (Serreze et al., 2000). . . . .	10
2.4	Multi-Modell Ensemblemittel der jährlichen Temperaturänderung, ihr Schwankungsbereich und die mittlere Änderung dividiert durch die Standardabweichung. Es ist die Periode 2071 bis 2100 relativ zur Periode 1961 bis 1990 dargestellt (Cubasch et al., 2001). . . . .	11
3.1	Schematische Darstellung des <i>one-way nestings</i> . . . . .	16
3.2	Schematische Darstellung eines Modelllaufes im Klima-Mode. . . . .	17
3.3	Schematische Darstellung eines Modelllaufes im Vorhersage-Mode. . . . .	18
4.1	Darstellung der in REMO verwendeten Topographie in m. . . . .	27
5.1	Die Fahrtroute der R/V <i>Knorr</i> im Februar und März 1997. . . . .	32
5.2	Infrarot AVHRR Bild des NOAA-14 polar orbiter um 11:41 UTC am 7. Februar 1997 über Labrador-See von Marshall et al. (1998). . . . .	35
5.3	Mit REMO modellierte monatliche 12 stündige Lufttemperaturen im Bereich der zentralen Labrador-See zwischen 1992 und 1996. . . . .	36
5.4	Mit REMO simulierte mittlere Verteilung des Bodendrucks und der 2 m-Temperatur. . . . .	37

5.5	Zeitreihe des Bodendrucks zwischen dem 5.2. und 12.3.1997 in hPa auf der R/V <i>Knorr</i> . . . . .	38
5.6	Vergleich des beobachteten Bodendrucks mit dem von NCEP/NCAR und REMO modellierten Bodendruck. . . . .	39
5.7	Wie Abb. 5.5 für die 2 m Temperatur. . . . .	40
5.8	Vergleich der beobachteten und von NCEP/NCAR sowie REMO modellierten 2 m Temperatur. . . . .	41
5.9	Wie Abb. 5.5 für die 10 m Windgeschwindigkeit. . . . .	42
5.10	Vergleich der beobachteten mit der von NCEP/NCAR und REMO modellierten Windgeschwindigkeit. . . . .	43
5.11	Wie Abb. 5.5 für die 2 m spezifische Feuchte. . . . .	44
5.12	Vergleich der beobachteten und von NCEP/NCAR sowie REMO modellierten spezifischen Feuchte. . . . .	45
5.13	Flüsse sensibler Wärme zwischen dem 5.2. und 5.3.1997 auf der R/V <i>Knorr</i> . . . . .	48
5.14	Mit der Dissipations- und Kreuzkorrelationsmethode abgeleiteten und von NCEP/NCAR sowie REMO modellierten Flüsse fühlbarer Wärme. . . . .	49
5.15	Zeitreihe der täglichen Niederschlagsmengen und akkumulierte Werte zwischen dem 5.2. und 12.3.1997. . . . .	50
5.16	Mit REMO simulierter akkumulierter Niederschlag zwischen dem 5.2. und 12.3.1997 in mm. . . . .	52
6.1	Beobachtungspositionen der Oberflächentemperatur von Rigor et al. (2000). . . . .	55
6.2	Mit REMO modellierte monatliche 12 stündige Lufttemperaturen im Bereich der zentralen Arktis sowie an den Positionen der Landstationen bei Barrow und Indian Mountain zwischen 1992 und 1996. . . . .	57
6.3	Monatliche 12 stündig beobachtete Lufttemperaturen von allen Stationen am Nordpol zwischen 1979 und 1991 sowie von den Landstationen bei Barrow und Indian Mountain zwischen 1979 und 1997 von Rigor et al. (2000). . . . .	58
6.4	Mittlere Korrelation in 100 km-Klassen zwischen allen Punktpaaren. . . . .	60
6.5	Korrelation zwischen unterschiedlichen Paaren von Landstationen an der Küste, Bojen und bemannten Stationen von Rigor et al. (2000). . . . .	61



## ABBILDUNGSVERZEICHNIS

---

6.6	Monatliche Korrelationslänge (L) der 2 m Lufttemperatur ( $T_2$ ) aus einem REMO-Klimalauf der Jahre 1992 bis 1996. . . . .	62
6.7	Mittlere Korrelation in 100 km-Klassen zwischen allen Punktepaaaren (ohne Relaxationszone) für alle Monate der Jahre 1992 bis 1997. . . . .	63
6.8	Verteilung der ARGOS Bojen (nummerierte Punkte) und Landstationen am 1. August 1996 (IABP: <a href="http://iabp.apl.washington.edu">http://iabp.apl.washington.edu</a> ). . . . .	65
6.9	Differenz der mittleren 2 m Lufttemperaturen des Jahres 1996 in K (REMO-IABP). . . . .	66
7.1	Jahresmittel von Niederschlag minus Verdunstung der Jahre 1992 bis 1996 in mm/Jahr (NCEP(NCAR). . . . .	71
7.2	Jahresmittel von Niederschlag minus Verdunstung der Jahre 1992 bis 1996 in mm/Jahr. . . . .	72
7.3	Beobachtete Akkumulationen auf dem grönländischen Eisschild . . . . .	74
7.4	Süßwassereintrag in die Labrador- und Grönland-See . . . . .	75
7.5	Zeitreihe des beobachteten und mit REMO simulierten monatlichen Abflusses in mm über dem Wassereinzugsgebiet der Ostsee aus Jacob (2001). . . . .	76
8.1	Die Oberflächentemperatur am 2. Januar 1997 aus einem Modelllauf mit REMO im Klima-Mode. Der Temperaturbereich zwischen $-2^{\circ}\text{C}$ und $1^{\circ}\text{C}$ entspricht der simulierten Eiskante. . . . .	84
8.2	Zeitabhängiger Bias und RMS-Differenzen des Bodendrucks in hPa der einzelnen Ensemblemitglieder bezogen auf das jeweilige Ensemblemittel. . . . .	85
8.3	Zeitabhängiger Bias und RMS-Differenzen des Bodendrucks in hPa der RAU-Ensemblemitglieder relativ zum entsprechenden Mittel der CTRL-Simulation. . . . .	86
8.4	Zeitreihe der T-Werte des Bias (durchgezogen, schwarz) und der RMS-Differenzen (rot, gestrichelt) des Bodendrucks. Das 97.5% Signifikanz-Niveau ist grau unterlegt. . . . .	88

# Tabellenverzeichnis

3.1	Im Strahlungsschema berücksichtigte spektrale Intervalle und optische Eigenschaften nach Ritter und Geleyn (1992). . . . .	21
4.1	Beschreibung der durchgeführten Experimente. . . . .	30
5.1	Bias, RMS-Fehler und Korrelationskoeffizient ( $r$ ) des Bodendrucks (SLP), 2 m Temperatur ( $T_2$ ), 10 m Windgeschwindigkeit ( $V$ ) und 2 m spezifischer Feuchte ( $s$ ) aus der REMO-Simulation und NCEP/NCAR-Reanalysen im Vergleich mit Beobachtungen an Bord der R/V <i>Kiarr</i> . . . . .	33
6.1	Mittel ( $\bar{T}$ ) und Standardabweichung ( $\sigma$ ) der 2 m Lufttemperatur ( $T$ ) für drei Regionen der Arktis im Bereich des Nordpols (NP), der Küstenstation Barrow sowie der Inlandsstation Indian Mountain (beide in Alaska). Verwendet werden 12 stündige Temperaturen eines REMO-Klimalaufes der Jahre 1992 bis 1996. . . . .	59
6.2	Parameter der räumlichen Korrelationsfunktionen aus Abb. 6.4. Monatliche Korrelationslängen ( $L$ ) der 2 m Lufttemperatur ( $T_2$ ) aus einem REMO-Klimalauf der Jahre 1992 bis 1996. . . . .	62

# 1. Einleitung

Die Arktis und der subpolare Nordatlantik haben eine herausragende Bedeutung für das Klima unserer Erde. Die Entschlüsselung der komplexen Wechselwirkungen und Prozesse in der Atmosphäre, an Land, im Ozean sowie in der Kryo- und Biosphäre sind die Basis für ein besseres Verständnis unseres Klimasystems. Beobachtungen und Modellergebnisse zeigen, wie sensitiv das Klima der hohen Breiten auf anthropogene Klimaveränderungen reagiert (z.B. Serreze et al., 2000).

Trotz der wichtigen Rolle der Arktis im Klimasystem sind bis heute die Kenntnisse über die Prozesse und Wechselwirkungen unvollständig. Dies beruht hauptsächlich auf der geringen Beobachtungsdichte in den hohen Breiten. Die unwirtlichen polaren Landflächen sind nur dünn besiedelt, und im Arktischen Ozean werden erst seit Beginn der achtziger Jahre flächendeckende, kontinuierliche Messungen meteorologischer Parameter wie Oberflächentemperatur und Bodendruck durchgeführt. Schiffsmeldungen sind aus dem zentralen Arktischen Ozean nur von den wenigen wissenschaftlichen Expeditionen und während der kurzen schiffbaren Periode im Sommer in Küstennähe von Handelsschiffen verfügbar. Anders als in den mittleren Breiten stehen kaum Vertikalprofile der Atmosphäre aus Radiosondendaten zur Verfügung. Satellitengestützte Messungen können nur eingeschränkt eingesetzt werden. Im Sommer lassen sich beispielsweise aufgrund ähnlicher Signaturen offene Wasserflächen und Schmelztümpel auf dem Eis kaum unterscheiden, was z.B. verlässliche Aussagen über Meereiskonzentration in diesem Zeitraum erschwert. Der Großteil des Niederschlags fällt in den Po-

largebieten als Schnee. Dies erschwert die Niederschlagsmessungen, da zusätzliche Effekte wie Schneedrift und Akkumulation zu berücksichtigen sind.

Auch die Prozesse im subpolaren Nordatlantik spielen eine wichtige Rolle im globalen Klima. Im Bereich der Labrador- und Grönland-See sind tiefreichende Absinkprozesse im offenen Ozean zu beobachten, die eng mit Vorgängen in der Atmosphäre und Kryosphäre verknüpft sind. So hat z.B. der Süßwassereintrag, insbesondere abschmelzendes Meereis, einen großen Einfluss auf die Stabilität der Deckschicht in dieser Region. Meereismodelle wiederum, mit denen der Eisexport aus der Arktis abgeschätzt werden kann, sind auf einen realistischen atmosphärischen Antrieb mit relativ kleinem Fehler angewiesen (Fischer und Lemke, 1994).

Aber wie erhält man großräumige meteorologische Informationen für Regionen mit geringer Datendichte? Globale Modelle der allgemeinen Zirkulation (engl. *general circulation model* – GCM) können in dieser Situation eine sinnvolle Alternative bieten. Sie sind in der Lage, vorhandene Daten über bekannte physikalische Beziehungen zu einem konsistenten Datensatz zu verknüpfen. Zudem lassen sich mit ihnen auch Klimaänderungen untersuchen.

Klima kann als mittleres Verhalten der Subsysteme über einen längeren Zeitraum verstanden werden. Deutlich zu trennen davon ist die Variabilität auf einer Zeitskala von Tagen, die als „Wetter“ bezeichnet wird und statistisch auch als hochfrequentes Rauschen auf dem Klimasignal interpretiert werden kann. Die dynamischen Prozesse, die diesem „statistischen Rauschen“ zu Grunde liegen, haben jedoch einen entscheidenden Einfluss auf die langzeitliche Variation im Klimasignal. Aufgrund der nichtlinearen Prozesse in der Atmosphäre nimmt die Vorhersagbarkeit bereits nach wenigen Tagen stark ab (z.B. Lorenz, 1963). Es besteht jedoch die Möglichkeit, mit einem globalen Klimamodell die Statistik eines zukünftigen Klimazustands vorherzusagen. Die zunächst nur in der numerischen Wettervorhersage verwendeten GCMs werden deshalb mit leistungsfähigeren Rechnersystemen immer häufiger auch für Klimasimulationen eingesetzt.

Für räumliche und zeitliche Auflösung, modellierte Prozesse, Simulationsdauer und Größe des Modellgebietes sind die verfügbaren Computerressourcen ein limitierender Faktor. Alternativ bietet sich der Einsatz eines regionalen Modells (engl. *limited area model* – LAM) an. Zu Gunsten einer höheren Auflösung wird das Modellgebiet auf eine bestimmte Region begrenzt.

Da LAMs seitliche Randbedingungen benötigen, werden sie in globale Daten (Analysen oder GCMs) eingebettet (engl. *nesting*). Die genestete regionale Klimamodellierung ist eine noch junge Disziplin der Klimaforschung. Ursprünglich wurden LAMs in der numerischen Wettervorhersage eingesetzt. Mit der Anwendung regionaler Modelle in Kli-

mastudien leisteten Dickinson et al. (1989) und Giorgi (1990) Pionierarbeit. Heute decken die regionalen Klimamodelle (*regional climate model* – RCM) ein weites Spektrum in vielen Regionen der Erde ab. Sie reichen von paläoklimatischen Anwendungen (z.B. Hostetler et al., 2000) über gekoppelte Atmosphäre-Ozean-Modelle (z.B. Hagedorn et al., 2000; Rummukainen et al., 2001) bis hin zu Studien anthropogen beeinflusster Klimaänderungen (z.B. Machenhauer et al., 1998).

Die regionale Klimamodellierung der Arktis wird weltweit erst seit kurzem und nur von wenigen Arbeitsgruppen vorangetrieben. Lynch et al. (1995) simulieren mit einem gekoppelten Atmosphären-Meereis-Ozean RCM die Wechselwirkungsprozesse in der westlichen Arktis. Dethloff et al. (1996) untersuchen die gesamte Arktis mit dem *High-Resolution Limited Area Model* (HIRLAM) mit physikalischen Parametrisierungen des Klimamodells ECHAM-3 (Christensen et al., 1996). Ergebnisse erster Simulationen des in dieser Arbeit verwendeten Modells REMO für die Arktis beschreibt Jürrens (1999). Im *Arctic Regional Climate Model Intercomparison Project* (ARCMIP) werden verschiedene regionale Klimamodelle der Arktis bei gleichen Randbedingungen miteinander verglichen.

Im Rahmen dieser Arbeit werden die Anwendungsmöglichkeiten des regionalen Klimamodells REMO in der Simulation des arktischen und subarktischen Klimas untersucht. Die klimarelevanten Prozesse und Wechselwirkungen der Arktis und des subpolaren Nordatlantiks werden in Kap. 2 erläutert. Die Grundzüge der regionalen Klimamodellierung und eine kurze Beschreibung des verwendeten Modells finden sich in Kap. 3. Die unterschiedlichen Randbedingungen und Konfigurationen der einzelnen Simulationen behandelt das Kap. 4. Das Kap. 7 beschäftigt sich mit der Hydrologie mit Fokus auf dem Süßwassereintrag im Nordatlantik. Eine Validierung ausgewählter Modellparameter mit Beobachtungen wird in Kap. 5 durchgeführt. Kap. 6 geht auf den Vergleich gemessener Bodentemperaturen in der Arktis mit Modellläufen im Klima- und Vorhersage-Mode ein. In Kap. 8 schließt sich eine Sensitivitätsstudie zur im Modell behandelten Rauigkeit an. Kap. 9 ist eine allgemeine Diskussion der Ergebnisse.

## **2. Bedeutung der Arktis und des subpolaren Nordatlantiks**

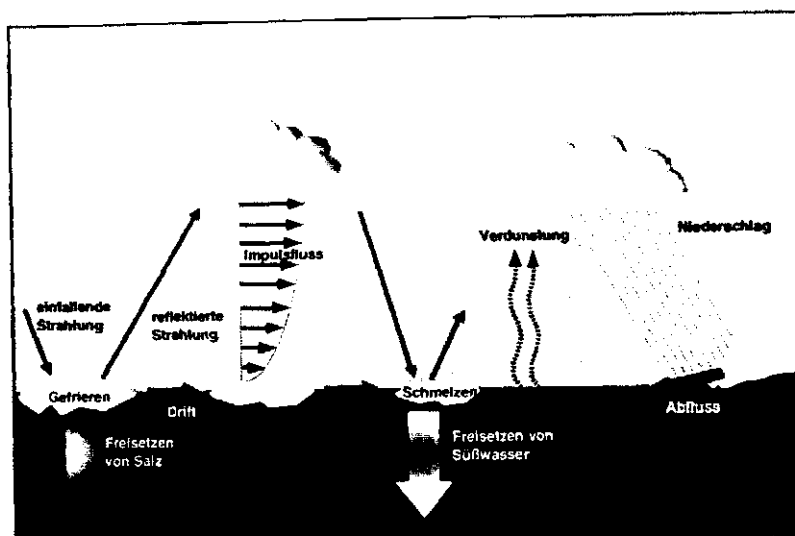
### **2.1 Einleitung**

Die Arktis ist ein integraler Bestandteil unseres Klimasystems. Wichtige klimatologische Faktoren, die die Polargebiete von anderen Klimazonen der Erde unterscheiden, sind

- ▷ die hohe Albedo der eis- und schneebedeckten Flächen,
- ▷ große Flüsse latenter Wärme bei Phasenübergängen zwischen Eis, Wasser und Wasserdampf sowie
- ▷ die isolierende Wirkung der Schneedecke auf dem Land und des Meereises.

Diese und weitere Faktoren (z.B. Permafrost) haben großen Einfluss auf ein komplexes Netz miteinander verbundener Mechanismen und Rückkopplungsprozesse, die sensitiv auf Klimaänderungen reagieren können. Eine schematische Darstellung der wichtigsten Prozesse zeigt die Abb. 2.1.

Von zentraler Bedeutung ist der Süßwassereintrag in den Ozean. Dieser wird neben Niederschlag, Verdunstung und Oberflächenabfluss auch von der Nettogefriertrate des



**Abbildung 2.1:** Schematische Darstellung der Wechselwirkungen im arktischen Klimasystem.

Meereises bestimmt. Bei der Bildung von Meereis wird ein Großteil des Salzes im Ozean freigesetzt. Lokal erhöht sich dadurch der Salzgehalt, was einem negativen Nettosüßwasserfluss entspricht. Der Transport von Meereis aus den Bildungs- in die Abschmelzgebiete ist gleichzeitig ein Süßwassertransport, da beim Abschmelzen das relativ salzarme Wasser wieder freigesetzt wird. Temperatur und Salzgehalt bestimmen die Nettogefriererate des Meereises, während die Eisdrift hauptsächlich durch den atmosphärischen Impulsfluss (Windschub) gesteuert wird (Hilmer et al., 1998).

In einer Reihe von nationalen und internationalen Projekten liegt der Fokus auf der Arktis. So werden in der *Arctic Climate System Study* (ACSYS) im Rahmen des *World Climate Research Program* (WCRP) die globalen Folgen natürlicher und anthropogener Änderungen im arktischen Klimasystem sowie die Sensitivität des arktischen Klimasystems auf erhöhte Treibhausgaskonzentrationen untersucht. Im *Climate and Cryosphere Project* (CliC) liegt der Schwerpunkt auf der Kryosphäre, also den Bereichen der Erdoberfläche an denen Wasser in fester Form existiert. An anderer Stelle stehen bestimmte Prozesse im Vordergrund. Das Projekt *Surface Heat Budget of the Arctic Ocean* (SHEBA) beschäftigt sich z.B. mit der Wechselwirkung zwischen Energiebilanz am Boden, atmosphärischer Strahlung und Wolken. Unverzichtbar für die Modellvalidierung sind die Messprogramme wie z.B. das *International Arctic Buoy Program* (IABP), in dem mit im Eis driftenden Bojen meteorologische Variablen in Gebieten mit geringer Datendichte aufgezeichnet werden. Im *Arctic Regional Climate Model Intercomparison Project* (ARCMIP) startet jetzt ein Modellvergleich Regionaler Klimamodelle der Arktis.

Im subpolaren Nordatlantik laufen weitere klimarelevante Prozesse ab. In der zentralen Labrador-See und der Grönland-See sinkt kaltes, salzreiches Oberflächenwasser bis in etwa 2000 Meter Tiefe, wo es mit dem tiefen westlichen Randstrom nach Süden transportiert wird. Diese Tiefenkonvektion speist die thermohaline Zirkulation (THC), eine globale, meridionale Umwälzzelle von Wassermassen.

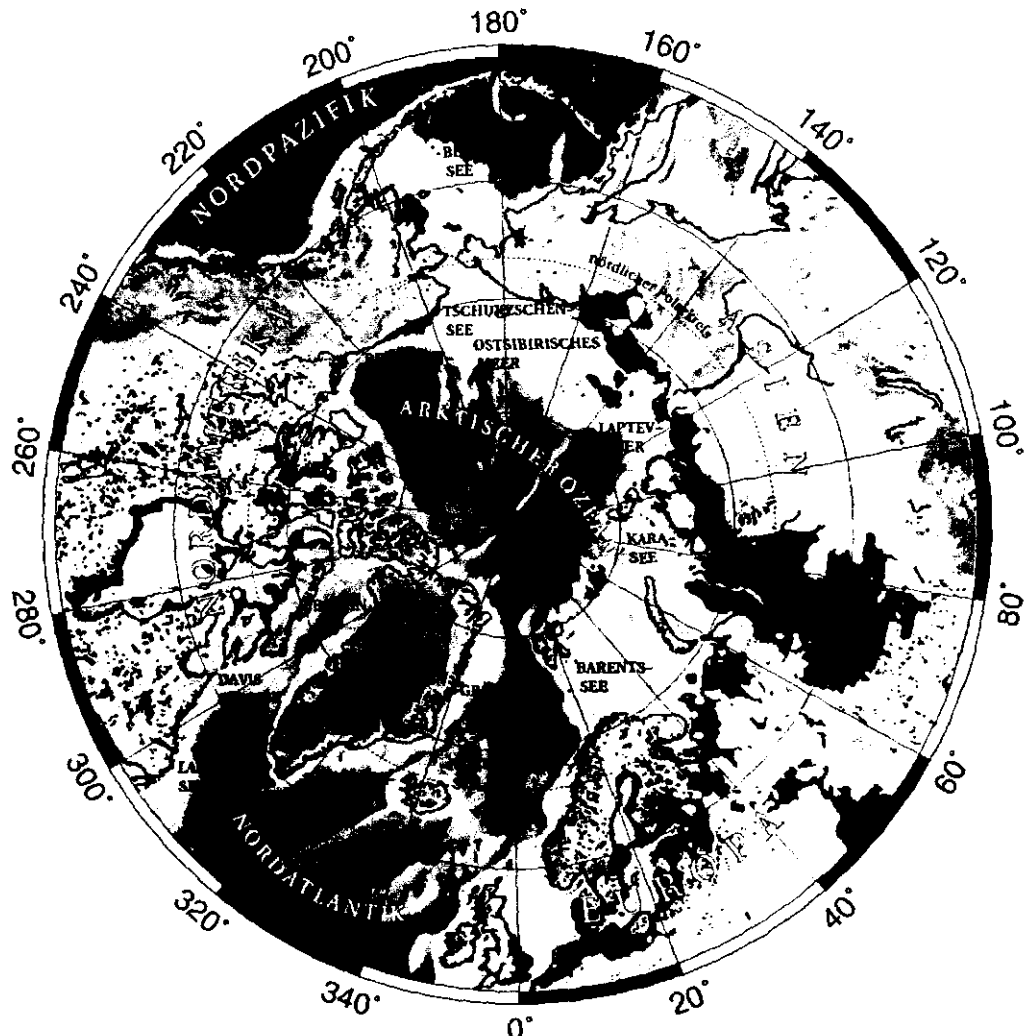
Die Atmosphäre trägt entscheidend zu den Konvektionsprozessen bei, da der Eintrag von Süßwasser und der Nettowärmefluss zwischen Ozean und Atmosphäre großen Einfluss auf die Stabilität der Deckschicht haben (vgl. Kap. 2.2.2). Die hier vorgestellte Arbeit wird im Rahmen eines Sonderforschungsbereiches (SFB460) zur Untersuchung der Dynamik thermohaliner Zirkulationsschwankungen und der Variabilität der Wechselwirkungen zwischen Ozean und Atmosphäre durchgeführt. Hauptziel des SFB460 ist es, die Schwankungen der Wassermassenbildungs- und Transportprozesse im supolaren Nordatlantik zu untersuchen und zu einem Verständnis ihrer Bedeutung für die Dynamik der thermohalinen Umwälzbewegung und der ozeanischen Aufnahme des anthropogenen CO<sub>2</sub>-Signals beizutragen. Die zugehörigen physikalisch-ozeanographischen, meereschemischen und meteorologischen Beobachtungsprogrammen stehen in enger Wechselbeziehung zu einer abgestuften Folge numerischer Modelle mit mittlerer, hoher und sehr hoher Auflösung. Für den in dieser Arbeit behandelten atmosphärischen Teil, wird das regionale Klimamodell REMO (Jacob und Podzun, 1997) verwendet.

## 2.2 Klima der Arktis

Die Grenzen der Arktis sind nicht eindeutig festgelegt. Astronomisch beginnt die Arktis am nördlichen Polarkreis (Abb. 2.2). Eine Definition beschreibt die Arktis als die Land- und Meeresflächen um den Nordpol nördlich der Baum- bzw. südlichsten Treibeisgrenze. Klimatologisch wird die Arktis oft als die Region definiert, in der die Mitteltemperatur des wärmsten Monats unter 10°C bleibt. Das Nordpolargebiet umfasst den Arktischen Ozean (ca.  $12 \times 10^6 \text{ km}^2$ , stellenweise mehr als 5000 m tief) und eine Landfläche von ca.  $11 \times 10^6 \text{ km}^2$ . Die höchste Erhebung mit 3700 m ist das Gunnbjørn Fjeld auf einem Gletscher des grönländischen zentralen Inlandeises.

Der Arktische Ozean, ein interkontinentales Mittelmeer, bestimmt das maritime Klima der Arktis. Er ist im Gegensatz zur Antarktis ganzjährig mit einer ausgedehnten Packeisschicht bedeckt. Das Meereis und die Schneeeauflage haben einen entscheidenden Einfluss auf den Energieaustausch zwischen Ozean und Atmosphäre, der in den Sommermonaten von der kurzwelligen Strahlung und Albedo am Boden dominiert wird. Die Albedo wird von den Oberflächeneigenschaften (Eis- bzw. Schneemenge und -verteilung und Schmelztümpel) bestimmt. Diese weisen eine hohe räumliche sowie





**Abbildung 2.2:** Topographische Darstellung der Arktis und der angrenzenden subpolaren Gebiete.

zeitliche Variabilität auf und liegen damit für viele Atmosphärenmodelle im subskaligen, d.h. nicht aufgelösten Bereich. Während im Sommer die Grenzschicht vorwiegend stabil geschichtet ist, wird diese während der kalten Wintermonate über offenem Wasser zunehmend labilisiert, so dass auch die Flüsse latenter und fühlbarer Wärme größer werden. Bei einer durchbrochenen Eisdecke erreichen die turbulenten Flüsse durch offene Rinnen im Meereis (engl. *leads*)  $300-500 \text{ W m}^{-2}$  und liegen fast zwei Größenordnungen über denen bei homogener Eisdecke (Maykut, 1978). Sie tragen damit

wesentlich zum Energietransport vom Ozean in die Atmosphäre bei.

Bei der Bildung von Meereis spielt eine salzarme ozeanische Deckschicht von geringer Dichte eine wichtige Rolle. Gespeist wird diese Schicht vom Niederschlag über Meer-eis und offenem Wasser sowie vom Abschmelzen im Sommer; aber auch Niederschlag über Landflächen und der daraus resultierende Süßwassereintrag aus Flüssen tragen zu ihrer Entwicklung bei (Aagaard und Carmack, 1989). Maximale Niederschläge fallen im September und Oktober, die geringsten im April. Nur in den Sommermonaten Juli und August fällt nahezu der gesamte Niederschlag in Form von Regen (Serreze et al., 1995; Yang, 1999).

Serreze et al. (1993) haben die synoptische Aktivität in der Arktis zwischen 1952 und 1989 untersucht. Der Winter ist geprägt von Zyklonen im Bereich um Island, der östlichen Arktis, der Baffin Bai und des südlichen kanadischen Archipels. Die meisten Winter-Zyklonen gelangen im Bereich der Grönland- und Norwegischen-See in die Arktis, ziehen von dort weiter in ONO-Richtung und füllen sich auf ihrem Weg zur Kara-See langsam auf. Winter-Antizyklonen überwiegen über Ostsibirien, Alaska/Yukon und in einem weiten Bereich des zentralen Arktischen Ozeans. Im Sommer sind die Zyklonen und Antizyklonen im Allgemeinen flacher als im Winter. Zyklonen gelangen dann in einem weiten Bereich zwischen dem Laptev-Meer ostwärts bis zur Tschukzchen-See in die Arktis, wodurch sich die Zyklonenaktivität im Norden Amerikas, Asiens und Europas erhöht.

Auf etwa einem Viertel der Fläche der nördlichen Kontinente herrscht Permafrost (Zhang et al., 1999a), d.h. der Boden in diesen Gebieten bleibt in mindestens zwei aufeinander folgenden Jahren gefroren. Permafrost verringert den Massenaustausch zwischen Land und Atmosphäre. In den Sommermonaten ist der Austausch auf eine flache aktive Schicht begrenzt.

Verschiedene Untersuchungen verdeutlichen, wie sensitiv die Arktis auf anthropogene Klimaänderungen reagiert. Die Abb. 2.3 zeigt die Trends des Jahresmittels der Bodentemperatur nördlich von 40° N für den Zeitraum 1966-1995 (Serreze et al., 2000). Die Analyse basiert auf Daten von Jones (1994). Eine starke Erwärmung über dem eurasischen Kontinent und dem nordwestlichen Nordamerika (regional über 0.5°C pro Dekade) geht einher mit Abkühlungen über dem westlichen subpolaren Nordatlantik und angrenzenden Bereichen im Osten Kanadas und Süden Grönlands.

Das *Intergovernmental Panel on Climate Change* (IPCC) beschreibt u.a. die Auswirkungen der Klimaänderungen in den Polarregionen (z.B. Cubasch et al., 2001; Watson et al., 1997). Die Klimamodelle prognostizieren übereinstimmend die höchste Erwärmung in der Arktis und angrenzenden subpolaren Regionen bei erhöhten Treibhausgasemissio-

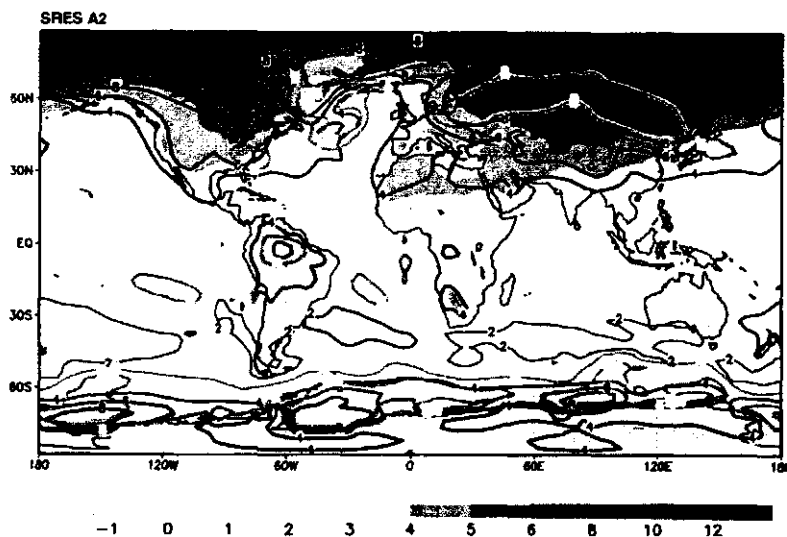


**Abbildung 2.3:** Trend des Jahresmittels der Bodentemperatur in °C pro Dekade nördlich von 40° N für den Zeitraum 1966-1995. Bereiche mit unzureichender Datenbasis sind schwarz dargestellt (Serreze et al., 2000).

nen. In Abb. 2.4 ist die Erwärmung für das SRES A2-Szenario<sup>1</sup> dargestellt. Verbunden mit der starken Erwärmung in den hohen Breiten ist eine Abnahme der Schnee- und Eisbedeckung. Mit steigenden Temperaturen und dem Abtauen von Permafrostböden verändern sich auch die Energie- und Feuchtebilanzen, der Oberflächenabfluss sowie der Gasaustausch (z.B. CO<sub>2</sub> und Methan).

Im Kontext der globalen Erwärmung spielt die Eis-Albedo-Rückkopplung im arktischen Klimasystem eine wichtige Rolle. Bei einer Abnahme der eis- und schneebedeckten Fläche verringert sich die Albedo. Es wird mehr solare Strahlung vom Boden absorbiert, so dass dieser sich weiter erwärmt. Als Folge schmilzt noch mehr Schnee und Eis; es kommt zu einer positiven Rückkopplung. Die Frage, wie die Wolken- und Strahlungsfelder auf diesen Mechanismus reagieren bzw. welchen Einfluss sie auf die Klimaände-

<sup>1</sup>Szenario A2 des Special Report on Emission Szenarios (SRES) beschreibt eine sehr heterogene Entwicklung. Autarkie und Bewahrung lokaler Charakteristika stehen im Vordergrund. Geburtenraten unterschiedlicher Regionen gleichen sich nur langsam an und führen zu einer weiter wachsenden Weltbevölkerung. Die ökonomische Entwicklung ist hauptsächlich regional orientiert und das pro Kopf Wirtschaftswachstum und der technologische Fortschritt sind stark fragmentiert und langsamer als in anderen Szenarien.



**Abbildung 2.4:** Multi-Modell Ensembledmittel der jährlichen Temperaturänderung (Farbschattierung), ihr Schwankungsbereich (dünne blaue Isolinie) in °C und die Multi-Modell mittlere Änderung dividiert durch die Multi-Modell Standardabweichung (durchgezogene grüne Isolinie, absolute Werte) für das SRES Szenario A2. Es ist die Periode 2071 bis 2100 relativ zur Periode 1961 bis 1990 dargestellt (Cubasch et al., 2001).

rung haben, ist noch nicht vollständig beantwortet.

### 2.2.1 Süßwassereintrag in den Arktischen Ozean und den subpolaren Nordatlantik

Der Nettosüßwasserfluss in den Ozean hat einen großen Einfluss auf die Stabilität der Deckschicht. Da Süßwasser eine geringere Dichte als salzreiches Wasser hat, kann sich bei einem positiven Nettosüßwasserfluss eine salzarme Wasserlinse an der Oberfläche ausbilden. Diese stabilisiert die Schichtung. Bei einem negativen Nettosüßwasserfluss (z.B. bei einer positiven Nettogefriertrate (vgl. Seite 9) oder hoher Verdunstung) erhöht sich dagegen die Dichte im Ozean und trägt zu einer Labilisierung bei.

In einer Reihe von Arbeiten wird der Einfluss eines erhöhten Süßwassereintrags in den Ozean auf die thermohaline Zirkulation untersucht (z.B. Cai et al., 1996; Manabe und Stouffer, 1995; Marotzke und Willebrand, 1991; Rahmstorf, 1994, 2001).

Der Nettosüßwasserfluss in den Ozean setzt sich aus drei Komponenten zusammen. Der direkte Beitrag der Atmosphäre entspricht dem Nettoeintrag aus Niederschlag und

Schneefall minus Verdunstung und Sublimation über dem Ozean (Aagaard und Carmack, 1989; Bromwich et al., 1994). Ein Großteil des Niederschlags über Landflächen wird über die Flüsse als kontinentaler Abfluss in den Ozean geleitet (Abdalati und Steffen, 1997; Bromwich und Robasky, 1993; Ohmura et al., 1996). Etwa 10% des globalen Süßwassereintrags aus Flüssen gelangen in den Arktischen Ozean, der gerade 5% der Fläche der Weltozeane ausmacht. Der Süßwassereintrag aus Flüssen in den Arktischen Ozean wird im Rahmen der *Arctic Climate System Study* (ACSYS) in der *Arctic Runoff Data Base* (ARDB) auf Basis täglicher Messungen zusammengetragen. Sensitivitätsstudien mit einem gekoppelten Eis-Ozeanmodell (Weatherly und Walsh, 1996) zeigen den Einfluss des Niederschlags und Süßwassereintrags aus Flüssen auf die arktische Krysphäre.

Einen indirekten Beitrag liefert die Atmosphäre beim Schmelzen und Gefrieren von Meereis. Meereismodelle sind heute in der Lage Eiskonzentration, -drift sowie Gefrieren und Schmelzen realistisch zu simulieren (Harder et al., 1998; Hilmer et al., 1998; Kreyscher et al., 2000; Lemke et al., 1997; Zhang et al., 1999b). Für die Validierung der modellierten Eisdrift stehen ausreichend Beobachtungen zur Verfügung. Bojendaten zeigen die Eisdynamik über einen Zeitraum von 20 Jahren. Zudem besteht die Möglichkeit aus Satellitenbildern großskalige Eisdrift abzuleiten (z.B. Martin und Augstein, 2000). Die Eisdicke, ein weiterer wichtiger Parameter für die Modellvalidierung, steht erst seit kurzem aus U-Boot-Messungen zur Verfügung.

Mit dem Kalben der Gletscher, d.h. dem Abbrechen von Gletschereis, gelangt weiteres Süßwasser in den Ozean. Auf der Nordhemisphäre leistet der grönländische Eisschild den größten Beitrag.

## 2.2.2 Thermohaline Zirkulation und Tiefenwasserbildung

Nur in wenigen Regionen der Erde sind Atmosphäre und tiefer Ozean durch Wechselwirkungsprozesse so eng miteinander verbunden wie im subpolaren Nordatlantik (z.B. Griffies und Bryan, 1997). Bereits Killworth (1983) geht ausführlich auf die Mechanismen und die Bedeutung der tiefen Konvektion im offenen Ozean ein. Intensive Messkampagnen, Laborexperimente (z.B. Maxworthy und Narimousa, 1994) und neue Modellierungsansätze haben seitdem zu einem besseren Verständnis der Kinematik und Dynamik der Konvektionsprozesse beigetragen (z.B. Marotzke et al., 1988; Marotzke und Willebrand, 1991; Marshall und Schott, 1999).

Im subpolaren Nordatlantik werden sowohl in der Grönland- als auch in der Labrador-See Konvektionsereignisse beobachtet, bei denen kalte und salzreiche Wassermassen

von der Oberfläche in große Tiefen gelangen. Diese vermischen sich mit dem Island-Schottland- und Dänemarkstraßen-Overflow-Wasser des tiefen nördlichen Randstroms und werden als nordatlantisches Tiefenwasser im tiefen westlichen Randstrom bis weit in den Süden transportiert. Anhand seines hohen Salzgehaltes kann das nordatlantische Tiefenwasser noch im Pazifik und Indik identifiziert werden (Tomczak und Godfrey, 1994). Mit dem Nordatlantischen Strom, der Fortsetzung des Golfstroms, gelangt dagegen warmes, salzreiches Wasser an der Oberfläche nach Norden und schließt damit eine globale meridionale Zirkulationszelle – die thermohaline Zirkulation.

Die Abschätzungen zum Beitrag des Ozeans am globalen Energietransport gehen weit auseinander. Lange Zeit ging man davon aus, dass Ozean und Atmosphäre zu etwa gleichen Teilen für den Energietransport vom Äquator zu den Polen verantwortlich sind (Macdonald und Wunsch, 1996). Neueste Ergebnisse lassen auf einen weitaus geringeren Beitrag des Ozeans schließen. Dieser dominiert nur noch in einem äquatorialen Bereich zwischen 0° und 17° N. Bei 35° Breite, wo die polwärts gerichteten Transporte am stärksten sind, beträgt der atmosphärische Anteil dagegen 78% auf der Nord- und sogar 92% auf der Südhemisphäre (Trenberth und Caron, 2001).

Tiefe Konvektion im offenen Ozean ist ein komplexer Prozess, der stark von äußeren Faktoren beeinflusst wird. Der atmosphärische Antrieb trägt über Temperatur- und Salzgehaltsänderungen entscheidend zur Labilisierung der Deckschicht bei. Gelangen kalte und trockene kontinentale Luftmassen auf den offenen Ozean, können die Flüsse latenter und fühlbarer Wärme sehr groß werden, so dass der Ozean an der Oberfläche abkühlt. Dies lässt sich z.B. in der Labrador-See häufig beobachten (vgl. Kap. 5). Ein negativer Nettosüßwasserfluss, bedingt durch hohe Verdunstung, wenig Niederschlag oder Bildung von Meereis, kann den Salzgehalt im Ozean weiter erhöhen. Während in der Labrador-See der atmosphärische Einfluss dominiert, spielt in der Grönland-See das Gefrieren von Meereis im Winter eine entscheidende Rolle. Bei beiden Mechanismen nimmt die Dichte der Deckschicht zu – die Schichtung wird labilisiert. Ein weiterer Faktor ist eine nur schwach stabile Schichtung unterhalb der Deckschicht. Hierfür kann beispielsweise ein früheres Konvektionsereignis verantwortlich sein. Diese schwach stabil geschichteten Wassermassen müssen nahe an die Oberfläche gelangen, was z.B. bei einer zyklonalen Zirkulation im Ozean geschieht, bei der die Isopyknen (Flächen gleicher Dichte) sich nach oben wölben (engl. *doming*). Wirken diese Mechanismen zusammen, wird dies häufig auch als *Preconditioning* bezeichnet. Ein weiterer Auftriebsverlust, z.B. verbunden mit dem Durchzug einer Zyklone, kann dann die Konvektion auslösen. Während sich das *Preconditioning* der Wassermassen horizontal über mehrere 100 km erstreckt, beschränken sich die Bereiche, in denen letztlich die konvektiven Prozesse stattfinden auf wenige Kilometer (Marshall und Schott, 1999).

## 3. Regionale Klimamodellierung

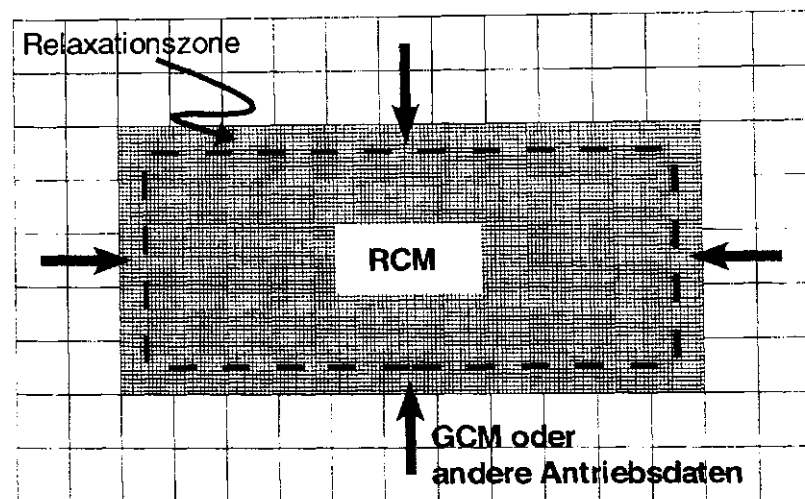
### 3.1 Einleitung

Die Auflösung der heutigen Globalmodelle der atmosphärischen Zirkulation (AGCM) reicht nicht aus, alle kleinskaligen Prozesse in der Atmosphäre explizit zu berücksichtigen, auf die z.B. die Topographie oder andere Oberflächeneigenschaften einen entscheidenden Einfluss haben (McGregor, 1997). Alternativ können von GCMs oder Analysen angetriebene regionale Modelle (LAM) verwendet werden, um ein begrenztes Gebiet höher aufzulösen (engl. *downscaling*). Ein mit klimatologischen Daten angetriebenes genestetes Modell wird als regionales Klimamodell (*regional climate model* – RCM) bezeichnet. Erste Untersuchungen mit RCMs führen Giorgi und Bates (1989), Dickinson et al. (1989) sowie Giorgi (1990) durch. Eine Einführung zum Thema Regionale Klimamodellierung geben Giorgi und Mearns (1999).

In dieser Arbeit wird das dreidimensionale, hydrostatische Atmosphärenmodell REMO als RCM über der Arktis verwendet. Frühere Arbeiten zeigen die Einsatzmöglichkeiten REMOs z.B. über der Ostsee und dem Nordatlantik aber auch in extremen Klimazonen wie Sibirien oder Indien (z.B. Jacob et al., 1995, 2001; Jacob und Podzun, 1997; Karstens et al., 1996). Alle Projekte nutzen REMO für Klimastudien mit wechselndem Fokus der einzelnen Simulationen z.B. auf Wasserbilanzen oder troposphärischer Chemie.

### 3.1.1 Nesting

Es gibt zwei unterschiedliche Ansätze, ein RCM in die Antriebsdaten einzubetten. Die am weitesten verbreitete Methode ist das *one-way nesting*. Dabei wird nur ein Informationsfluss in das Regionalmodell zugelassen. Dieser Nesting-Ansatz wird auch in REMO verfolgt. Eine schematische Darstellung dieser Methode zeigt die Abb. 3.1.



**Abbildung 3.1:** Schematische Darstellung des one-way nestings. In ein allgemeines Zirkulationsmodell mit niedriger Auflösung (schwarzes Gitter) wird das regionale Klimamodell (blaues Gitter) eingebettet. Die Antriebsdaten werden im Bereich einer Relaxationszone (gestrichelte rote Linie) an das RCM übergeben (grüne Pfeile).

Die Methode, bei der zusätzlich zu den Randdaten die großskaligen synoptischen Informationen auf dem gesamten Modellgebiet an das RCM übergeben werden, gehört ebenfalls zum *one-way nesting* (z.B. Kida et al., 1991). Dieses spektrale Nesting haben von Storch et al. (2000) auch für REMO eingesetzt. Da das RCM zu jedem Zeitschritt an die großen Skalen herangezogen wird, kann es sich nicht von den Antriebsdaten entkoppeln. Gleichzeitig wird der Einfluss der Randdaten auf die kleinskaligen Prozesse klein gehalten, da der Antrieb auf die langen Wellen beschränkt ist.

Einige neuere Modelle verfolgen den Ansatz des *2-way nestings*. Bei dieser interaktiven Methode werden die simulierten Felder des RCMs wieder an das antreibende Modell zurückgegeben. Eine ausführliche Beschreibung gibt z.B. Staniforth (1997). Bei einer speziellen Form des *2-way nestings*, der *variable-mesh solution*, wird ein GCM in einem begrenzten Bereich höher aufgelöst (z.B. Caian und Geleyn, 1997).

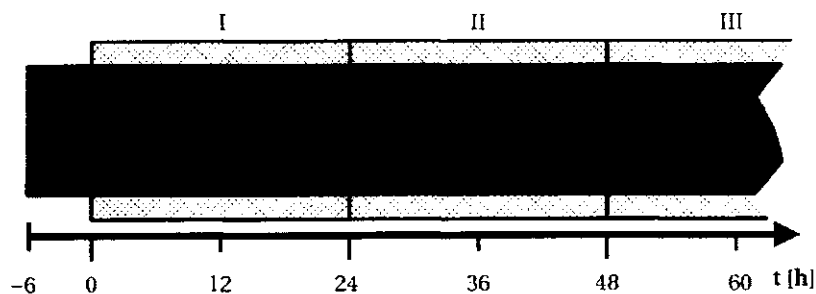


Neben den dynamischen existieren auch statistische Downscaling-Verfahren. Dabei werden lange Beobachtungszeitreihen genutzt, um statistische Beziehungen zwischen lokalen Größen und großskaligen Mitteln von Bodenvariablen oder Variablen in der freien Atmosphäre herzustellen (Cubasch, 1998).

Als geschlossenes System gilt im GCM global die Erhaltung von Energie und Masse. Dies ist in RCMs nicht notwendig, da das Modell über den Rand stets an die Antriebsdaten herangezogen wird. Daher sind Flusskorrekturen, wie sie oft in gekoppelten Ozean-Atmosphäre-Modellen verwendet werden, überflüssig. Probleme entstehen bei einem großen Modellgebiet und geringer Advektionsgeschwindigkeit der synoptischen Systeme, wie es z.B. in den Tropen der Fall sein kann. Dann können sich Abweichungen im Modellinnern verstärken. Im Extremfall ist eine völlige Entkoppelung des RCMs vom lateralen Antrieb möglich.

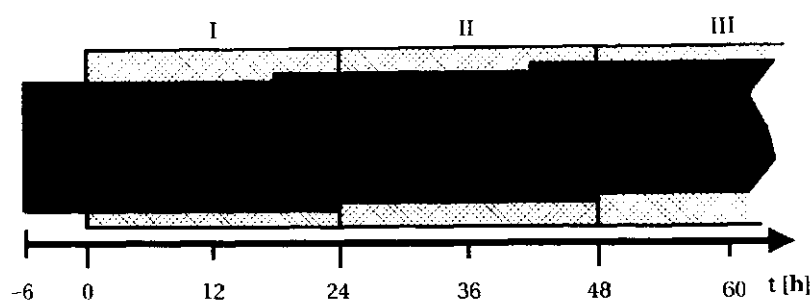
### 3.1.2 Klima- und Vorhersage-Mode

Je nach Fragestellung kann REMO entweder im Klima- oder Vorhersage-Mode betrieben werden. Im **Klima-Mode** wird zu Beginn der Simulation das Modell initialisiert, d.h. es werden aus den Antriebsdaten interpolierte Felder an jedem Gitterpunkt vorgegeben. Die ersten sechs Stunden werden aufgrund von Einschwingprozessen nicht berücksichtigt. Eine schematische Darstellung des Klima-Modes zeigt die Abb. 3.2. In den darauf folgenden Zeitschritten werden die Antriebsdaten nur noch über den Rand vorgegeben. Dies hat zur Folge, dass sich REMO im Modellinnern relativ unabhängig von den Antriebsdaten entwickeln kann. Die Größe des Modellgebietes, die Advektionsgeschwindigkeit vom Rand in das Modellinnere und die Relaxationsbedingungen am Randbereich bestimmen den Einfluss der Antriebsdaten.



**Abbildung 3.2:** Schematische Darstellung eines Modelllaufes im Klima-Mode. Die Simulation ist rot unterlegt, die einzelnen Modelltage (I-III) schraffiert.

Im **Vorhersage-Mode** werden nach der Initialisierung nur 30 Stunden simuliert. Da sich das Modell in den ersten sechs Stunden noch einschwingt, wird dieser Zeitraum nicht weiter verwendet. Die verbleibenden 24 Stunden sind der erste Modelltag. Vor der folgenden Simulation wird das Modell neu initialisiert und der neue Lauf beginnt sechs Stunden vor dem Ende der jeweils vorangegangenen Simulation. Diese Abfolge wiederholt sich, bis der gewünschte Zeitraum modelliert wurde. Das Verfahren ist in Abb. 3.3 schematisch für die ersten drei Modelltage (I-III) dargestellt.



**Abbildung 3.3:** Schematische Darstellung eines Modelllaufes im Vorhersage-Mode. Die einzelnen Simulationen sind farbig unterlegt, die einzelnen Modelltage (I-III) schraffiert.

Ein großer Vorteil des Vorhersage-Modus ist die Abbildung eines realen Zustandes der Atmosphäre zu einem bestimmten Zeitpunkt, so dass sich die Modellergebnisse direkt mit Beobachtungen vergleichen lassen. Da REMO innerhalb von 30 Stunden nur wenig von den Antriebsdaten wegdriften kann, werden z.B. einzelne synoptische Systeme der Antriebsdaten im Modell in höherer Auflösung wiedergegeben. Im Vorhersage-Mode kann REMO deshalb auch als reines *Downscaling*-Werkzeug betrachtet werden. Beim Vergleich mit Beobachtungen ist zu berücksichtigen, dass der Vorhersagezeitraum während eines Modelltages nicht konstant bleibt. Während der 0 Uhr Termin noch eine sechs Stunden-Vorhersage ist, sind es beim 24 Uhr Termin bereits 30 Stunden. Beim *Hindcasting*, d.h. dem Antrieb mit (Re)Analysen ist dies weniger kritisch als bei „echten“ Vorhersagen, da es keinen Vorhersagefehler in den Antriebsdaten gibt.

Was sich beim Vergleich mit Beobachtungen als großer Vorteil bemerkbar macht, ist bei regionalen Klimastudien eher unerwünscht. Denn wenn REMO alle 30 Stunden neu initialisiert wird, können sich kleinskalige Prozesse nicht eigenständig weiterentwickeln. Gerade in Klimasimulationen gewinnt dies an besonderer Bedeutung, wenn sich Systemzustände nur langsam ändern. Das kann z.B. beim Bodenmodell eintreten, wo sich Temperatur und Hydrologie erst nach Monaten auf neue klimatische Zustände einstellen (Giorgi und Mearns, 1999). Allerdings kann man im Klima-Mode nicht erwarten, dass einzelne synoptische Systeme räumlich und zeitlich realistisch simuliert werden

(Jacob, 2001).

## 3.2 Das REgionale MOdell – REMO

### 3.2.1 Überblick

REMO wurde im Rahmen des internationalen *Baltic Sea Experiments* (BALTEX) auf Basis des Europa- und Deutschlandmodells (EM/DM) (Majewski, 1991, 1997), dem früheren Wettervorhersagesystem<sup>1</sup> des Deutschen Wetterdienstes (DWD), entwickelt. Neben dem Max-Planck-Institut für Meteorologie (MPIfM) in Hamburg sind das Deutsche Klima Rechenzentrum (DKRZ), DWD und GKSS an der Entwicklung beteiligt (Jacob und Podzun, 1997).

REMO lässt sich in zwei Teile gliedern: eine dynamische Komponente, welche die Bewegungsprozesse in der Atmosphäre beschreibt und eine physikalische Komponente, in der die subskaligen Prozesse parametrisiert werden. Der dynamische Teil stimmt mit dem des EM/DM-System überein. Sowohl die Dynamik als auch die beiden austauschbaren Parametrisierungspakete DWD-Physik (Majewski, 1991) und ECHAM4-Physik (Deutsches Klimarechenzentrum, 1994) werden ausführlich in der Literatur behandelt. Die folgenden Kapitel sind deshalb nur ein kurzer Abriss der wichtigsten Punkte mit den entsprechenden Literaturverweisen.

### 3.2.2 Dynamik

REMO rechnet in einem rotierten sphärischen **Koordinatensystem**. Dabei verläuft der rotierte Äquator quer durch das Modellgebiet. Der Maßstabsfaktor der Darstellung variiert damit geringer als bei einer polarstereographischen Projektion. Zusätzlich werden numerische Probleme vermieden, die bei Rechnungen über den Polen auftreten würden.

In **prognostischen Gleichungen** werden Bodendruck, Temperatur, horizontale Windkomponenten, Wasserdampfgehalt und Wolkenwasser vorhergesagt.

Die **räumliche Diskretisierung** des Modellgebietes entspricht einem ARAKAWA-C-Gitter mit horizontalen und vertikalen Differenzen zweiter Ordnung. Die zeitliche Diskretisierung erfolgt über das explizite Leap-Frog-Schema. Ein ASSELIN-Filter glättet den

<sup>1</sup>Das Globalmodell (GM) und EM/DM-System des Deutschen Wetterdienstes wurden im Oktober 1999 vom neuen Globalmodell GME und dem Lokalmodell (LM) abgelöst.

zeitlichen Verlauf. Das explizite Zeitschema ist nicht sehr rechenökonomisch, da nach dem COURANT-FRIEDRICH-LEVY (CFL)-Kriterium der Zeitschritt durch das Verhältnis der räumlichen Auflösung zum schnellsten auftauchenden Signal im Modell begrenzt ist. Nach Simmons und Burridge (1981) werden die Terme des prognostischen Gleichungssystems, welche die schnellen Schwerewellen beschreiben, deshalb implizit behandelt. Eine weitere Vergrößerung des Zeitschritts ermöglicht die Verknüpfung dieses semi-impliziten Verfahrens für Schwerewellen mit einer semi-Lagrangeschen Behandlung der Advektion nach Robert (1981, 1982).

Die **Horizontaldiffusion** von Impuls, Temperatur und Wassergehalt wird über ein lineares Schema 4. Ordnung realisiert. Statt einer physikalisch relevanten Diffusion stehen dabei die Filtereigenschaften bei kleinskaligem Lärm im Vordergrund.

Die **Vertikalkoordinate** ist in einem hybriden System definiert, welches in der oberen Atmosphäre bis zu einem Niveau  $p_T$  einem reinen  $p$ -System entspricht, unterhalb der Druckfläche  $p_T$  aber in ein orographiefolgendes  $\sigma$ -System übergeht. REMO ist vertikal in 20 Schichten aufgeteilt.

Die numerische Behandlung der seitlichen **Ränder** soll zum einen Informationen auf synoptischer Skala möglichst ungedämpft ins Regionalmodell übertragen, zum anderen kleinskalige Systeme und Schwerewellen weitgehend ohne Reflexion herauslassen. Dies wird mit einem von Davies (1976) entwickelten Ansatz in einem acht Gitterpunkte breiten Relaxationsbereich realisiert (vgl. Abb. 3.1).

### 3.2.3 Physikalische Parametrisierungen

Alle nicht im dynamischen Teil behandelten Prozesse, u.a. der subskalige Bereich, d.h. unterhalb der vom Modell aufgelösten Skalen, wird von den physikalischen Parametrisierungen repräsentiert. Dabei werden nicht die Details dieser Prozesse modelliert, sondern nur deren statistische Rückkopplung mit den großen Skalen (Bougeault, 1997). REMO kann mit zwei unterschiedlichen Paketen physikalischer Parametrisierungen betrieben werden: der ursprünglich vom Deutschen Wetterdienst verwendeten DWD-Physik (Majewski, 1991) und der im globalen Klimamodell des MPIfM eingesetzten ECHAM4-Physik (Deutsches Klimarechenzentrum, 1994). Grundlegende Unterschiede zwischen EM/DM- und ECHAM4-Physik werden von Clemens (1998) diskutiert.

#### 3.2.3.1 DWD

Die wichtigen subskaligen Prozesse werden parametrisiert. Dazu gehören Vertikaldiffusion, Konvektion, stratiformer und konvektiver Niederschlag, Bewölkung und Strah-

lung. In einem Bodenmodell werden Bodenfeuchte und -temperatur berechnet. Die DWD-Physik wurde während der Anwendung im EM/DM-System für die numerische Wettervorhersage optimiert und eignet sich deshalb auch in REMO gut für Simulationen im Vorhersage-Mode.

Der **Boden** wird vertikal mit zwei Schichten für die Wärmebilanz und drei für die Wasserbilanz inkl. Schnee- und Interzeptionsspeicher aufgelöst (Jacobsen und Heise, 1982). Unterhalb dieser Schichten werden monatliche Klimatologien vorgegeben.

Die **Vertikaldiffusion** wird über einen Fluss-Gradient-Ansatz parametrisiert, bei dem der vertikale turbulente Fluss proportional zum mittleren vertikalen Gradienten der entsprechenden Variablen und einem Diffusionskoeffizienten  $K_V$  ist. Die turbulenten Diffusionskoeffizienten erhält man über eine Schließung 2. Ordnung für die höheren Momente (Stull, 1988). Im unbewölkten Fall werden sie als Funktion der turbulenten kinetischen Energie (TKE) nach Mellor und Yamada (1974) berechnet. Im bewölkten Fall wird zusätzlich freiwerdende bzw. verbrauchte Kondensationswärme berücksichtigt. Bei teilweiser Bewölkung innerhalb eines Gitterelements ergeben sich die turbulenten Flüsse als gewichtetes Mittel der Flüsse im unbewölkten und bewölkten Fall. Am Boden und in der PRANDTL-Schicht wird ein Bulk-Ansatz zur Bestimmung der Transferkoeffizienten sowie der vertikalen Flüsse mit der Formulierung von Louis (1979) verwendet.

Die **Strahlung** wird mit einer Strahlungstransportgleichung in der  $\delta$ -Zwei-Strom Form berechnet (Zdunkowski und Korb, 1980). Es werden acht diskrete Spektralintervalle berücksichtigt (vgl. Tab. 3.1).

**Tabelle 3.1:** Im Strahlungsschema berücksichtigte spektrale Intervalle und optische Eigenschaften nach Ritter und Geleyn (1992).

Intervallnummer	Solar				Thermisch			
	1	2	3	4	5	6	7	8
Grenzen ( $\mu\text{m}$ )	1.53-4.64	0.70-1.53	0.25-0.70	20.0-104.5	12.5-20.0	8.33-9.01	9.01-10.31	4.64-8.33
Absorbierende Gase	H <sub>2</sub> O, CO <sub>2</sub> , CH <sub>4</sub> , N <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O, CO <sub>2</sub> , O <sub>2</sub>	O <sub>3</sub> , H <sub>2</sub> O, O <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O, CO <sub>2</sub> , N <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O, CO <sub>2</sub> , N <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O, O <sub>3</sub> , CO <sub>2</sub> , N <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O, CH <sub>4</sub> , N <sub>2</sub> O, CO <sub>2</sub>
Tröpfchen								
-Streuung	+	+	+	+	+	+	+	+
-Absorption	+	+	+	+	+	+	+	+
Rayleigh Streuung	+	+	+			-	-	-
Aerosol								
-Streuung	+	+	+	+	+	+	+	+
-Absorption	+	+	+	+	+	+	-	+

Partielle **Bewölkung** in unterschiedlichen Modellschichten wird zugelassen. Die Wol-

kenstrahlungseigenschaften sind abhängig vom Wolkenwassergehalt. Im Fall konvektiver Bewölkung wird der Bedeckungsgrad auf 0.2 gesetzt. Die Strahlungseigenschaften von Eiswolken werden nicht berücksichtigt. Der Bedeckungsgrad stratiformer Wolken ergibt sich aus der relativen Feuchte einer Gitterbox. Bei einer gesättigten Luftmasse wird vollständige Bewölkung angenommen.

Niederschlag wird getrennt für stratiforme und konvektive Ereignisse berechnet. **Stratifomer Niederschlag** ergibt sich aus den Bilanzgleichungen für die spezifischen Werte der Partialdichten der Wasserphasen Wasserdampf ( $q_D$ ), Wolkenwasser ( $q_W$ ), Regen ( $q_R$ ) und Schnee ( $q_S$ ). Eisförmige Niederschlagsphasen werden nicht berücksichtigt.

Die Bilanzgleichungen lassen sich in allgemeiner Form schreiben als

$$\frac{\partial(\rho q_X)}{\partial t} + \nabla \cdot (\rho q_X \vec{v}) + \nabla \cdot \vec{F}_X + \nabla \cdot \vec{D}_X = \rho S_X, \quad (3.1)$$

wobei  $\vec{F}_X$  der turbulente Fluss,  $\vec{D}_X$  der molekular-diffusive Fluss und  $S_X$  die Erzeugungs- bzw. Vernichtungsraten der jeweiligen Wasserphase (X) sind. Da die Gesamtwassermasse erhalten bleibt, gilt für die Summe der Quellraten

$$S_D + S_W + S_R + S_S = 0. \quad (3.2)$$

In den Quellraten der Wasserphasen werden sowohl adiabatische Prozesse wie z.B. Advektion und dynamische Hebungsabkühlung als auch diabatische Prozesse wie Turbulenz, Strahlung, Horizontaldiffusion und Feuchtekonvektion berücksichtigt. Mit Wasserdampf und Wolkenwasser als prognostische Variablen werden die mikrophysikalischen Prozesse in den Wolken parametrisiert (Kessler, 1969).

Konvektion und **konvektiver Niederschlag** berücksichtigt ein Bulk-Massenflussverfahren nach Tiedtke (1989), welches zwischen hochreichender, mittelhoher und flacher Konvektion unterscheidet. In einem eindimensionalen Bulk-Wolkenmodell werden dabei subskalige Prozesse wie Kondensation/Deposition, Verdunstung und Niederschlagsbildung in unterschiedlichen Wolkenzonen parametrisiert.

### 3.2.3.2 ECHAM-4

Das ECHAM Klimamodell basiert auf dem ECMWF Modell (deshalb der erste Teil des Namens: EC) und einem am MPIfM in Hamburg (deshalb der zweite Teil des Namens: HAM) entwickeltem Paket physikalischer Parametrisierungen (Deutsches Klimarechenzentrum, 1994). Im Gegensatz zur DWD-Physik ist die ECHAM4-Physik (EC4) für Klimasimulationen entwickelt und optimiert worden. In REMO kommen die vom

ECHAM-4/T106 übernommenen Parametrisierungen deshalb meist für Simulationen im Klima-Mode zum Einsatz.

Das **Bodenmodell** ist etwas komplexer als bei der DWD-Physik. Der Wärmetransfer wird in fünf Bodenschichten über eine Diffusionsgleichung bestimmt. In der untersten Modellschicht bei 10 m wird der Wärmefluss auf Null gesetzt. Die Wasserbilanz wird für Bodenfeuchte, Interzeptions- und Schneespeicher berechnet. Beim Abfluss werden zusätzlich subskalige Variationen der Topographie über inhomogenem Gelände berücksichtigt (Dümenil und Todini, 1992).

Die **Vertikaldiffusion** und turbulente Oberflächenflüsse werden wie in der DWD-Physik über die MONIN-OBUKHOV-Ähnlichkeitstheorie mit einer Schließung höherer Ordnung für die Impuls-, Wärme-, Feuchte- und Wolkenwasser-Transferkoeffizienten innerhalb der planetaren Grenzschicht (PBL) berechnet (Louis, 1979). Die turbulenten Diffusionskoeffizienten erhält man als Funktion der turbulenten kinetischen Energie (TKE).

Die **Strahlungstransportrechnungen** basieren auf dem Ansatz von Morcrette et al. (1986) mit Ergänzungen um zusätzliche Treibhausgase, das 14.6  $\mu\text{m}$ -Band des Ozons und unterschiedliche Aerosolarten. Die Behandlung der Absorption im Wasserdampfkontinuum wird von Giorgetta und Wild (1995) beschrieben.

Der Wolkenwassergehalt in **stratiformen Wolken** ergibt sich aus den Bilanzgleichungen mit Quellen und Senken durch Phasenübergänge, Niederschlagsbildung aus Koaleszenz und Absinken von Eiskristallen (Sundqvist, 1978). Das konvektive Wolkenwasser vom Detrainment am Oberrand von Kumulus-Wolken geht als Quellterm mit in die Bilanzgleichung des stratiformen Wolkenwassers ein (Roeckner et al., 1996).

Die **Kumuluskonvektion** basiert wie in der DWD-Physik auf dem Massenfluss-Konvektionsschema von Tiedtke (1989) mit Änderungen von Nordeng (1994).

## 4. Experimente

### 4.1 Einleitung

Regionale Klimamodelle (RCM) sind noch stärker als die GCMs von den Randbedingungen abhängig. Während in einem globalen Modell nur obere und untere Randbedingungen vorgegeben werden (z.B. Topographie, Meeresoberflächentemperatur), muss in einem RCM zusätzlich die Information über den Atmosphärenzustand am seitlichen Rand bekannt sein. Wichtige Faktoren, welche die Simulationsergebnisse eines RCMs entscheidend beeinflussen, sind dabei die horizontale und vertikale Auflösung, das Modellgebiet, die verwendeten Antriebsdaten und die Formulierung der Relaxationszone, der Randbereich, in dem die Antriebsdaten übergeben werden (vgl. Kap. 3.2.2). Die ideale Konfiguration dieser externen Parameter ist abhängig vom jeweiligen Ziel der Simulation. Beispielsweise eignet sich ein kleines Modellgebiet gut für Wettervorhersagen bzw. Hindcasts im Vorhersage-Mode. Dies kann bei Klimasimulationen ungünstig sein, wenn die Ränder zu dicht am Untersuchungsgebiet liegen, so dass der Einfluss der Antriebsdaten im RCM zu groß wird.



## 4.2 Modellgebiet und Relaxationszone

Der Auswahl des Modellgebietes kommt eine besondere Bedeutung zu, da sie einen entscheidenden Einfluss auf die späteren Modellergebnisse hat. Sie folgt zunächst der wissenschaftlichen Motivation, eine bestimmte Region mit dem RCM näher zu untersuchen. Hier kann ein Vergleich mit vorhandenen Daten aus Beobachtungen und anderen Modellen oder aber die Untersuchung bestimmter physikalischer Prozesse im Vordergrund stehen. Bestimmend bei der Wahl der Modellgrenzen muss die geschickte Platzierung des Modells in die Topographie sein. Gebirgsmassive im Bereich der Relaxationszone sollten vermieden werden, da die unterschiedliche Auflösung zwischen Antriebsdaten und RCM signifikante Störungen erzeugen kann. Zudem kann es dazu führen, dass meteorologische Felder unter die Oberfläche der Antriebsdaten extrapoliert werden müssen (Giorgi und Mearns, 1999).

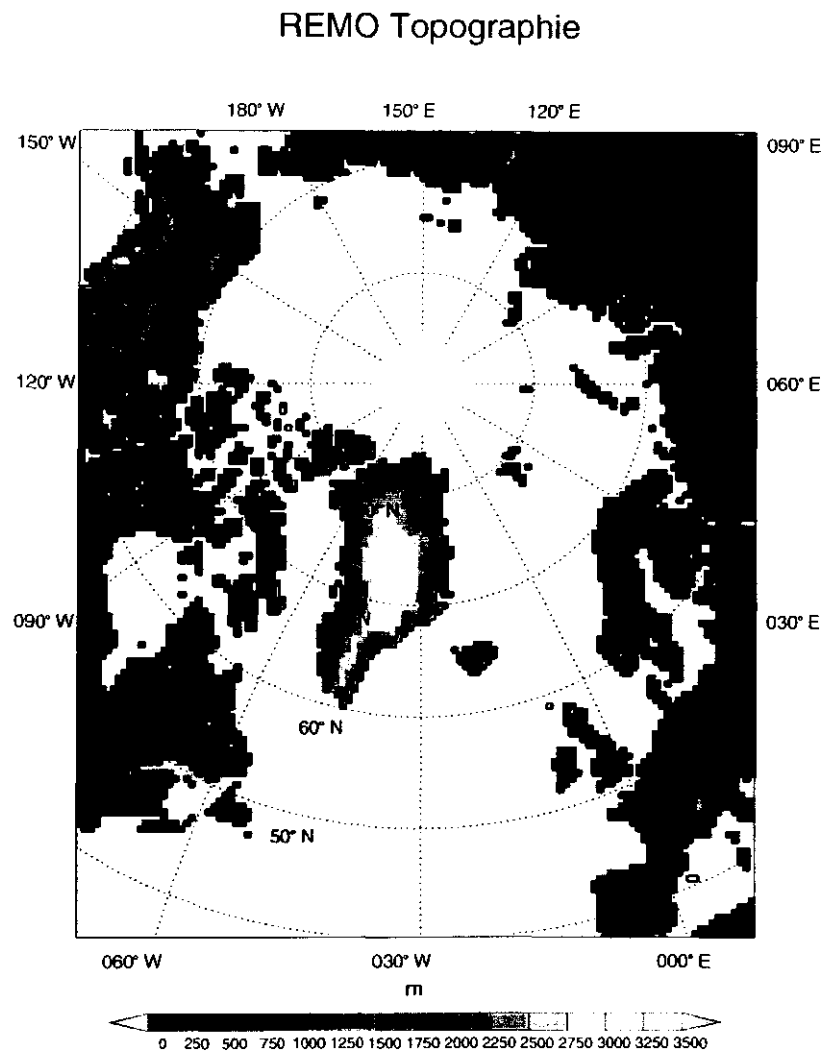
Die Antriebsdaten werden an den Rändern des Regionalmodells übergeben. Abhängig von der Formulierung der Relaxationsbedingung, der Größe des Relaxationsbereiches, der allgemeinen Land-Meer-Verteilung im Modellgebiet und der großräumigen atmosphärischen Zirkulation werden Informationen unterschiedlich schnell in das Modellinnere transportiert.

Um den Einfluss der Randdaten in Klimastudien gering zu halten, sollte das Untersuchungsgebiet möglichst weit von den Rändern entfernt liegen (Staniforth, 1997). Dies kann nur mit einem großen Modellgebiet realisiert werden und ist meist durch die verfügbaren Rechnerressourcen limitiert.

In dieser Arbeit werden alle Simulationen mit REMO auf dem gleichen Modellgebiet gerechnet. Dieses umfasst die gesamte Arktis und reicht im Nordatlantik bis ca. 35° S. Abb. 4.1 zeigt das Modellgebiet inkl. der acht Gitterpunkte breiten Relaxationszone am seitlichen Rand. Grönland liegt etwa im Zentrum des Modellgebietes und hebt sich durch die steile und hohe Topographie hervor. Die horizontale Auflösung von  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$  entspricht etwa  $55 \text{ km} \times 55 \text{ km}$ . Bei  $145 \times 121$  Gitterpunkten wird damit eine Fläche von etwa 55 Mio.  $\text{km}^2$  abgedeckt. Die wichtigsten topographischen Merkmale werden im Modell wiedergegeben.

## 4.3 Antriebsdaten

Viele Studien zeigen, dass die lateralen Randbedingungen (*lateral boundary conditions* — *LBC*) und die Advektion von Fehlern in das Modellinnere einen entscheidenden Einfluss auf die modellierten Felder haben können (z.B. Errico et al., 1993; Gustafsson,



**Abbildung 4.1:** Darstellung der in REMO verwendeten Topographie in m.

1990; Warner et al., 1997). Hierbei ist zwischen mehreren möglichen Fehlerquellen zu unterscheiden:

- ▷ Die LBC werden von der niedrigen räumlichen und zeitlichen Auflösung der Antriebsdaten auf die hohe Auflösung des LAM interpoliert.
- ▷ Die Antriebsdaten, insbesondere wenn Modellvorhersagen verwendet werden, können fehlerbehaftet sein.

- ▷ Die Modelle, mit denen die Antriebsdaten erzeugt werden, haben meist andere, einfachere Parametrisierungen der physikalischen Prozesse. Resultierende Unterschiede der Lösungen im Randbereich können Einfluss auf das Modellinnere haben.
- ▷ Die numerischen Verfahren für die Übergabe der Daten in das LAM können künstliche Schwerewellen erzeugen, die die Interpretation der Ergebnisse erschweren.
- ▷ Bei einem *one-way-nesting* besteht keine Möglichkeit der Rückkopplung des LAM mit den Antriebsdaten. Die Variationen der meteorologischen Felder sind somit vorgeschrieben.

Da die Fehlerquellen meist unvermeidbar sind, ist für eine Verbesserung der Qualität des LAM eine Minimierung dieser Fehler notwendig.

Als Antriebsdaten werden für alle in dieser Arbeit betrachteten Simulationen die NCEP/NCAR-Reanalysen verwendet. Im NCEP/NCAR *Reanalysis Project* der *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP, früher NMC) und dem *National Center for Atmospheric Research* (NCAR) werden neue atmosphärische Analysen mit historischen Daten (seit 1948) erstellt (z.B. Kistler et al., 2001). Die Reanalysen stehen mit einer zeitlichen Auflösung von sechs Stunden zur Verfügung. Da REMO für jeden Zeitschritt (300 s) seitliche Antriebsdaten benötigt, werden die Reanalysen linear zwischen den sechs Stunden-Terminen interpoliert.

Eine ausführliche Beschreibung des Reanalysemodells geben Kalnay et al. (1996). Die spektrale Auflösung T62 entspricht einer horizontalen Auflösung von ca. 210 km. Vertikal ist die Atmosphäre vom Boden bis 2.7 hPa in 28 Schichten unterteilt. Die Auflösung nimmt mit der Höhe ab, so dass in der unteren Troposphäre bis 800 hPa 8 Schichten und über dem 100 hPa-Niveau 7 Schichten liegen. Der dynamische Teil des Modells basiert auf einem primitiven Gleichungssystem mit Vorticity, Divergenz, Bodendruck, spezifischer Feuchte und virtueller Temperatur als abhängige Variablen. Alle wichtigen physikalischen Prozesse werden im Modell berücksichtigt, z. B. Konvektion, großskaliger Niederschlag, flache Konvektion, Schwerewellen, Strahlung und Wechselwirkungen mit Wolken, Grenzschichtphysik, eine interaktive Bodenhydrologie sowie vertikale und horizontale Diffusionsprozesse.

Das 4:1-Verhältnis der Auflösung der Antriebsdaten (ca. 210 km) zu REMO (ca. 55 km) ist bei der Interpolation der Antriebsdaten unproblematisch. Bei einer weiteren Erhöhung der Auflösung in REMO sollte jedoch ein doppeltes Nesting, d.h. die Einbettung des höher aufgelösten RCMs in das RCM mit geringerer Auflösung, in Betracht gezogen werden, um größere Fehler bei der Interpolation der Antriebsdaten zu vermeiden.

Obwohl NCEP/NCAR und REMO ähnliche Parametrisierungsansätze verwenden, muss man dennoch von unterschiedlichen Parametrisierungen sprechen. Daraus resultierende Fehler lassen sich schwer abschätzen, da sie sich kaum von anderen Fehlern der Antriebsdaten unterscheiden. Grundsätzlich muss davon ausgegangen werden, dass die Reanalysen des *European Centre for Medium Range Weather Forecasts* (ECMWF) näher an der ECHAM4- bzw. DWD-Physik liegen, da beide auf früheren ECMWF-Modellen basieren.

Neben Analysen bzw. Reanalysen, die in der Literatur auch als „perfekte Randbedingungen“ bezeichnet werden, verwendet man auch globale Klimamodelle als Antrieb von Regionalmodellen. Dies eröffnet die Möglichkeit neben dem Downscaling vergangener Atmosphärenzustände (engl. *Hindcasting*) auch regionale Studien des zukünftigen Klimas durchzuführen. Die Ergebnisse eines REMO-Laufes mit Randdaten vom ECHAM-Klimamodell des MPI-M in Hamburg aus dem *Atmospheric Model Intercomparison Project* (AMIP) (Gates, 1992) zeigen allerdings starke Abweichungen von realistischen Werten und werden im Rahmen dieser Arbeit nicht weiter behandelt. Dies stimmt mit Beobachtungen von Giorgi und Mearns (1999) überein. Die Qualität der Ergebnisse eines RCMs hängt demnach stark von der Güte der Antriebsdaten ab. Deshalb sind mehrjährige Simulationen, angetrieben mit Analysen von Beobachtungen, meist realistischer, als GCM-angetriebene. Jacob (2001) vergleicht zwei REMO-Simulationen die mit den Ergebnissen eines ECHAM4-Laufes und ECMWF-Analysen angetrieben werden.

## 4.4 Durchgeführte Simulationen

Um ein möglichst breites Anwendungsspektrum im Rahmen dieser Untersuchungen abzudecken, werden eine Reihe von Simulationen mit REMO durchgeführt. Alle Modellläufe werden mit den Reanalysen von NCEP/NCAR angetrieben. Das Modellgebiet, die acht Gitterpunkte breite Relaxationszone und die vertikale sowie die horizontale Auflösung bleiben bei allen Simulationen unverändert.

Einen Überblick über alle Experimente gibt die Tab. 4.1. Für den direkten Vergleich mit Beobachtungen werden zwei Simulationen im Vorhersage-Mode gemacht. Mit einem langen Lauf über fünf Jahre werden statistische Größen analysiert. In einer Sensitivitätsstudie zum Einfluss der Rauigkeit an der Meereiskante werden zwei Ensemble von jeweils zwei Monaten Länge mit sechs Ensemblemitgliedern gerechnet.

**Tabelle 4.1:** Beschreibung der durchgeführten Experimente.

Experiment	Zeitraum	Physik	Mode	Bemerkung
Knorr	2.2.97 – 21.3.97	DWD	Vorhersage	Vergleich mit Messungen der RV/ <i>Knorr</i>
100	1.1.96 – 28.2.97	EC4	Vorhersage	Vergleich mit IABP/POLES
102	1.1.92 – 28.2.97	EC4	Klima	klimatologischer Vergleich von 2 m-Temperaturen
105 (a-f)	1.1.97 – 28.2.97	EC4	Klima	Ensemble mit erhöhter Rauigkeit ( $z_0=0.005$ m)
106 (a-f)	1.1.97 – 28.2.97	EC4	Klima	Ensemble; Kontrolllauf

## 4.5 Rechenzeit

Die Modellsimulationen wurden auf einer CRAY SV1 des Rechenzentrums der Universität Kiel gerechnet. Die Cray SV1 ist ein shared-memory paralleler Vektor Prozessor (PVP) von Cray Inc. und eignet sich damit insbesondere für große vektor- oder matrixorientierte Probleme. Mit 4096MW (=32768 MByte) Hauptspeicher und 20 CPUs hat er eine theoretische Gleitkommaleistung/CPU von 1200 MFlops. Der SV1 Compiler führt automatisch eine Vektorisierung des Codes durch, so dass dieser von den speziellen CPUs profitiert. Damit kann ein Modelltag in ca. 45 CPU-Minuten simuliert werden. Ein Modelljahr benötigt auf zwei Prozessoren etwa 6 Tage.

Zum Vergleich: Die globalen NCEP/NCAR-Reanalysen benötigen auf einer CRAY-Y/MP mit 8 Prozessoren etwa 2 Minuten für 24 Stunden bei einer Auflösung von  $192 \times 94$  Punkten auf dem Gaussgitter.

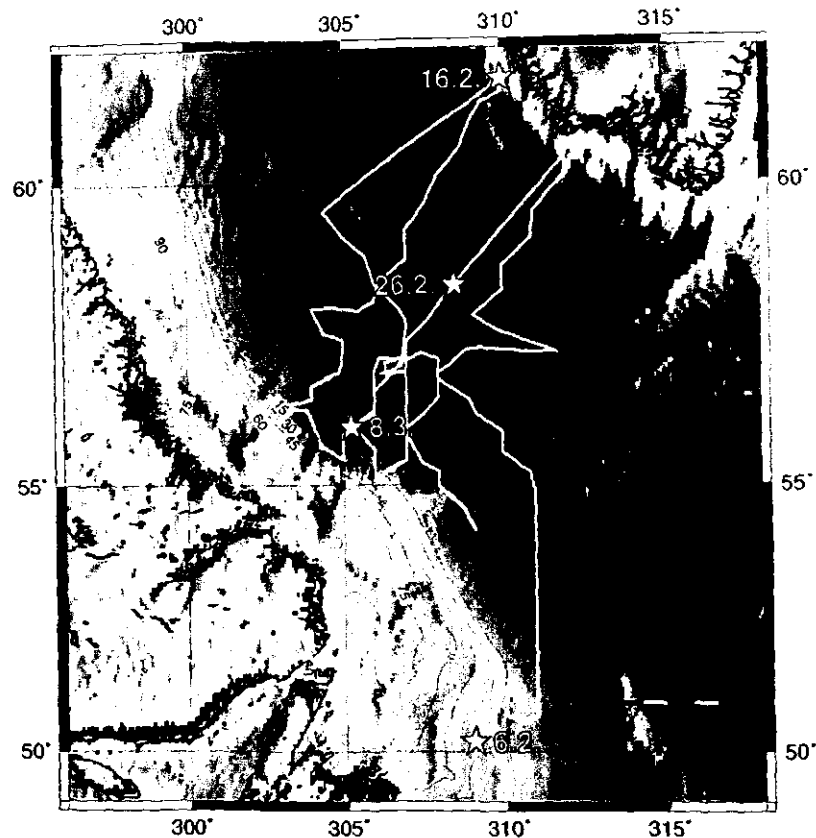
Eine massivparallele Programmversion von REMO, die am MPIfM in Hamburg entwickelt wird, befindet sich z.Z. in der Erprobungsphase. Abhängig von der Anzahl der horizontalen Gitterpunkte ist hier eine deutliche Verkürzung der Rechenzeit zu erwarten.

## 5. Vergleich mit R/V *Knorr*-Daten

### 5.1 Einleitung

Sowohl die atmosphärischen und ozeanischen Randbedingungen als auch die Mechanismen der tiefen Konvektion im offenen Ozean sind bisher nur ansatzweise verstanden (vgl. Kap. 2.2.2). Dies ist u.a. auf die wenigen *in situ* Beobachtungen von Konvektionseignissen zurückzuführen. Aus diesem Grunde wurde im Rahmen des *Labrador Sea Deep Convection Experiments* (Marshall et al., 1998) vom 2. Februar bis 20. März 1997 eine Expedition mit dem U.S. amerikanischen Forschungsschiff *Knorr* in die Labrador-See durchgeführt. In Abb. 5.1 ist die Fahrtroute der R/V *Knorr* mit den Schnitten zwischen der Küste Grönlands und der Eiskante vor der Küste Labradors dargestellt.

Die an Bord gesammelten ozeanographischen und meteorologischen Daten tragen zu einem besseren Verständnis der Konvektion in der Labrador-See bei. Neben meteorologischen Standardparametern (Bodendruck, Lufttemperatur, spezifische Feuchte, Windgeschwindigkeit und -richtung) wurden die Flüsse von Impuls und fühlbarer Wärme *in situ* gemessen. Der Niederschlag wurde mit Hilfe eines optischen Disdrometers bestimmt. Ergänzt wurden die Messungen durch visuelle synoptische Wetterbeobachtungen. In einem drei Stunden Intervall wurden mit Radiosonden während der gesamten Fahrt Vertikalprofile der Atmosphäre gewonnen. Zusammen mit Satellitenbeobachtungen und Modellanalysen (z.B. Renfrew et al., 1999) steht hiermit ein umfassender



**Abbildung 5.1:** Die Fahrtroute der R/V Knorr im Februar und März 1997 (gelb). Die schwarzen Konturlinien zeigen die aus SSM/I-Daten abgeleitete Meereiskonzentration in %. Mit den Sternen sind einzelne Positionen der R/V Knorr an ausgewählten Tagen gekennzeichnet.

Datensatz zur Verfügung.

Für den Zeitraum der Expedition wird eine Simulation mit REMO im Vorhersage-Mode (vgl. Kap. 3.1.2) mit der DWD-Modellphysik durchgeführt (Berndt et al., 2000; Jürrens et al., 1998). Als Antriebsdaten dienen die NCEP/NCAR-Reanalysen. Aus den Modellergebnissen wird eine Zeitreihe erstellt, die mit den Messungen an Bord der R/V Knorr verglichen werden kann. Dazu wird der zum jeweiligen Zeitpunkt der Schiffspedition am nächsten liegende Gitterpunkt ausgewählt. Eine ähnliche Zeitserie wird aus den NCEP/NCAR-Reanalysen erstellt, um mögliche Verbesserungen REMOs gegenüber den Antriebsdaten zu bestimmen. Die möglichen Beobachtungsfehler an Bord der R/V Knorr vernachlässigend, werden diese als „Wahrheit“ angenommen und mit den Modellen verglichen. Bias, RMS-Fehler und Korrelationskoeffizienten werden berechnet und in Tab. 5.1 gezeigt.

**Tabelle 5.1:** Bias, RMS-Fehler und Korrelationskoeffizient ( $r$ ) des Bodendrucks (SLP), 2 m Temperatur ( $T_2$ ), 10 m Windgeschwindigkeit ( $V$ ) und 2 m spezifischer Feuchte ( $s$ ) aus der REMO-Simulation und NCEP/NCAR-Reanalysen im Vergleich mit Beobachtungen an Bord der R/VKnorr.

Parameter	Modell	Bias	RMS	$r$
SLP, hPa	REMO	-1.9	2.46	0.98
	NCEP/NCAR	2.4	3.96	0.95
$T_2$ , K	REMO	-0.4	2.25	0.80
	NCEP/NCAR	+0.2	3.96	0.77
$V$ , $\text{m s}^{-1}$	REMO	-0.1	2.76	0.74
	NCEP/NCAR	-0.3	2.83	0.71
$s$ , $\text{g kg}^{-1}$	REMO	-0.1	0.53	0.46
	NCEP/NCAR	+0.6	0.55	0.39

Bei den NCEP/NCAR-Reanalysen ist zu berücksichtigen, dass ein Großteil der Radiosonden-Aufstiege von der R/VKnorr in das Assimilations-System gelangt ist. In den heutigen Assimilationsverfahren werden Beobachtungen aus der freien Atmosphäre am stärksten gewichtet. Im Allgemeinen gehen Geopotential, Wind, Temperatur und Feuchte in die Analysen ein. Oberflächenmessungen an Bord der R/VKnorr wurden nicht in das GTS<sup>1</sup> eingegeben und standen damit für die Reanalysen nicht zur Verfügung (Renfrew et al., 2002).

Während es sich bei den Beobachtungen um Punktmessungen handelt, repräsentieren die Modelle den integralen Wert einer gesamten Gitterzelle. Dies ist insbesondere bei Parametern mit hoher räumlicher Variabilität kritisch. So haben Niederschlagsmessungen selbst für Tagesmittel nur Korrelationslängen von etwa 100 km (Rubel, 1998). Zudem überwiegen während des Experiments in der Labrador-See die konvektiven Niederschlagsereignisse, womit sich sowohl die räumliche als auch zeitliche Heterogenität

<sup>1</sup>Das GTS ist ein Telekommunikations-Netzwerk von Standverbindungen, dass von den nationalen Wetterdiensten als Komponente der World Weather Watch (WWW) der WMO betrieben wird. Der Austausch meteorologischer und ozeanographischer Echtzeitdaten erfolgt auf globaler, freiwilliger Basis als Eingabegröße für numerische Wettervorhersagemodelle.



noch verstärkt. Es ist deshalb von vornherein unmöglich, Einzelereignisse dieser Art im Modell zu simulieren. Betrachtet man Niederschlagssummen über einen längeren Zeitraum verschwinden die zufälligen Abweichungen. Die Mittelwerte der Beobachtungen und des Modells lassen sich deshalb gut miteinander vergleichen.

Die synoptische Situation während des gesamten Experiments ist von einer starken nordwestlichen Strömung geprägt. Die mittlere an Bord der R/VKnorr gemessene Windrichtung und -stärke beträgt  $291^\circ$  mit  $11.7 \text{ m s}^{-1}$ . Maximal werden  $24.7 \text{ m s}^{-1}$  registriert. Das Satellitenbild vom 7. Februar 1997 zeigt eine für die gesamte Fahrtdauer R/VKnorr typische Wetterlage (Abb. 5.2). Ein Tiefdruckgebiet mit dem Zentrum südlich von Grönland führt auf der Rückseite kalte und trockene polare Luftmassen vom kanadischen Festland über die relativ warme Labrador-See.

Bei so einem Kaltluftausbruch führen die großen Temperaturunterschiede zwischen Atmosphäre und Ozean zusammen mit hohen Windgeschwindigkeiten zu extrem großen Flüssen fühlbarer und latenter Wärme. Einer dieser Kaltluftausbrüche über der Labrador-See am 8. Februar 1997 (vgl. Abb. 5.2) wird von Renfrew und Moore (1999) mit Hilfe von Flugzeugmessungen näher untersucht. Dieselbe synoptische Situation wird von Pagowski und Moore (2001) mit dem amerikanischen mesoskaligen Vorhersagemodell MM5 simuliert. Diese Kaltluftausbrüche sind typisch für die Monate Januar und Februar. Abb. 5.3 zeigt die monatliche 2 m Lufttemperatur für die zentrale Labrador-See simuliert in einem REMO-Klimalauf der Jahre 1992 bis 1996. Die Boxen zeigen jeweils das 25. und 75. Perzentil, die vertikalen Linien den gesamten Temperaturbereich. Der Median der einzelnen Verteilungen ist in rot eingezeichnet. Die niedrigsten Temperaturen mit der höchsten Variabilität findet man im Frühjahr bis  $-32^\circ\text{C}$ . Im Sommer und Herbst fallen die Temperatur dagegen selten unter den Gefrierpunkt.

Die mit REMO modellierten mittleren Bodendruck- und 2 m-Temperaturverteilungen (SLP und  $T_2$ ) für die in vier Zeitabschnitte aufgeteilte Fahrt sind in Abb. 5.4 dargestellt. Wetterbestimmend ist stets ein Gebiet mit niedrigem Luftdruck südöstlich von Grönland, das etwa der mittleren Position des Islandtiefs entspricht (vgl. Abb. 5.2). Der mittlere Kerndruck in der Zeit vom 12. bis zum 22. Februar beträgt 970 hPa. Die Lage der Isobaren deutet die nordwestliche Strömung auf der Rückseite des Tiefs über der Labrador-See an. Diese erreicht während des zweiten Experimentabschnitts ihr Maximum (Abb. 5.4 b). Zusammen mit dem steilen Temperaturgradienten zwischen dem kanadischen Archipel ( $-30^\circ\text{C}$ ) und der Labrador-See ( $0^\circ\text{C}$ ) erklärt dies die oben erwähnten Kaltluftausbrüche. Im dritten und vierten Zeitsegment (Abb. 5.4 c + d) bekommt die Strömung eine nördlichere Komponente und weht damit eher parallel zur Eiskante (vgl. Abb. 5.1). Der Bereich des Nordatlantik-Stroms mit Lufttemperaturen über  $15^\circ\text{C}$  ist deutlich sichtbar.

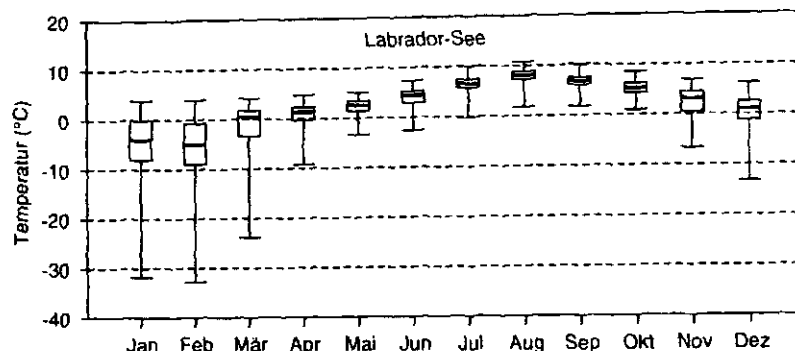


**Abbildung 5.2:** Das infrarot AVHRR Bild des NOAA-14 polar orbiter um 11:41 UTC am 7. Februar 1997 zeigt eine extratropische Zyklone mit dem Zentrum südlich von Grönland (L). Die hellen und damit hohen Wolken nördlich des Tiefdruckgebietes sind dem zugehörigen Warmluftsektor zuzuordnen. Die dunkleren und damit niedrigeren Wolken westlich des Tiefs gehören zu einem Kaltluftausbruch, der mit einer nordwestlichen Strömung kalte und trockene polare Luftmassen über die Labrador-See führt (aus Marshall et al. (1998)).

## 5.2 Vergleich der Messungen mit REMO und NCEP/NCAR-Reanalysen

### 5.2.1 Bodendruck

Wie erwartet zeigt sich im Bodendruck (SLP) aufgrund der allgemein guten Vorhersagbarkeit eine hohe Übereinstimmung zwischen Simulation und Messungen. Die Zeitserien aus Beobachtungen, REMO und NCEP/NCAR-Reanalysen sind in Abb. 5.5 dargestellt. Der höchste Druck mit etwa 1025 hPa wird zu Beginn des Experiments auf



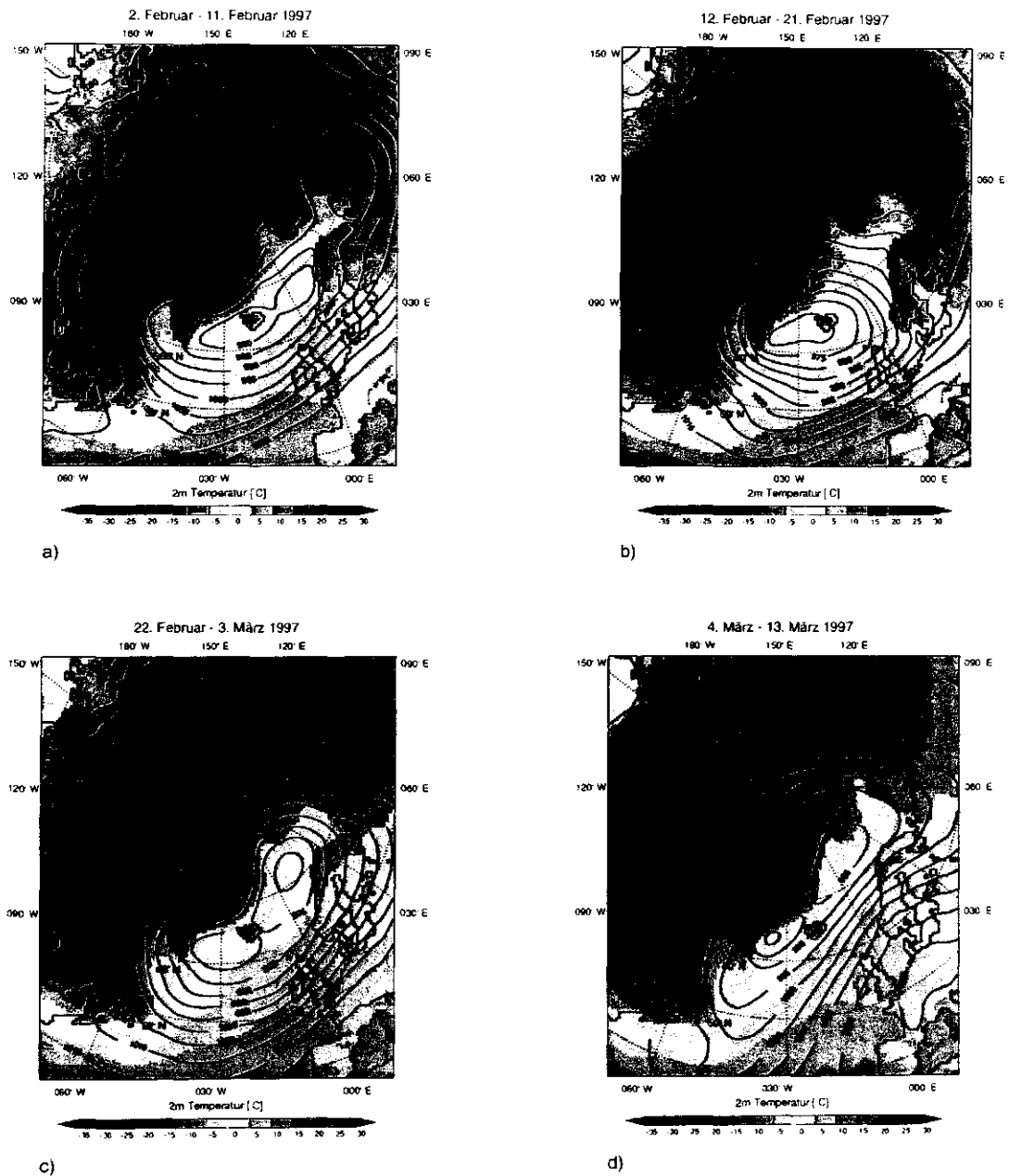
**Abbildung 5.3:** Mit REMO modellierte monatliche 12 stündige Lufttemperaturen im Bereich der zentralen Labrador-See zwischen 1992 und 1996. Jeder Kasten zeigt den Median (rot) sowie die 25. und 75. Percentile; d.h. die Hälfte der Daten liegt innerhalb der Box und alle im Bereich der vertikalen Linien.

dem Weg von Halifax, dem Ausgangshafen der R/VKnorr, nach Norden gemessen. Mit Erreichen der Labrador-See fällt der Bodendruck schnell um etwa 30 hPa. Bis zum Ende des Experiments schwankt der Druck um ca. 995 hPa. Während die NCEP/NCAR-Reanalysen einen positiven Bias relativ zu den Beobachtungen aufweisen, hat REMO einen negativen Bias, liegt aber um 0.5 hPa dichter an den Messungen. Auch beim RMS-Fehler ist REMO mit 2.46 hPa besser als die Reanalysen (3.96 hPa).

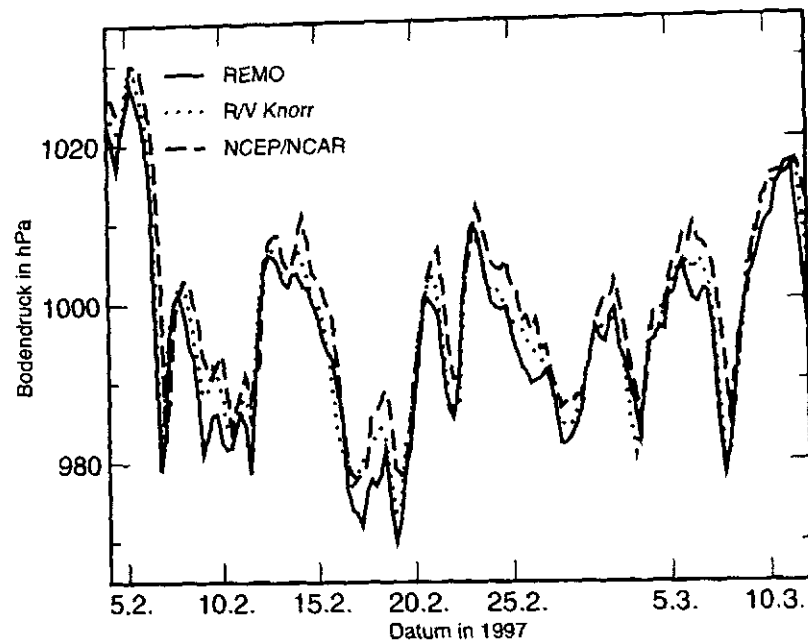
Aufgrund des Durchzugs mehrerer Tiefdruckgebiete ist die Variabilität relativ hoch. Abb. 5.6 zeigt Streudiagramme zwischen NCEP/NCAR, REMO und Beobachtungen. Der Korrelationskoeffizient zwischen Messungen und REMO beträgt 0.98, zwischen Messungen und NCEP/NCAR dagegen 0.95. Obwohl REMO mit den NCEP/NCAR-Reanalysen angetrieben wird, korreliert der Druck nur mit 0.94, was hauptsächlich auf die höhere Auflösung von REMO zurückzuführen ist.

### 5.2.2 2 m Temperatur

Die Temperatur innerhalb der untersten Modellschicht wird in REMO für die Standardhöhe 2 m berechnet. Der Temperaturfühler auf der R/V Knorr ist dagegen in 20 m Höhe angebracht. Mit der an Bord aufgezeichneten Wasseroberflächentemperatur (engl. *sea surface temperature* – SST) und dem Bodenwind wird die beobachtete Temperatur auf 2 m Höhe reduziert. Probleme mit dem Windsensor ab dem 5. März beschränken deshalb auch die Zeitreihe der 2 m Temperatur bis zu diesem Datum.



**Abbildung 5.4:** Mit REMO simulierte mittlere Verteilung des Bodendrucks (Isobaren im Abstand von 5 hPa) und der 2m-Temperatur (farbig). Die Mittelungszeiträume sind in Bild a) 2. Februar ~ 11. Februar, b) 12. Februar – 21. Februar, c) 22. Februar – 3. März und d) 4. März – 13. März 1997.



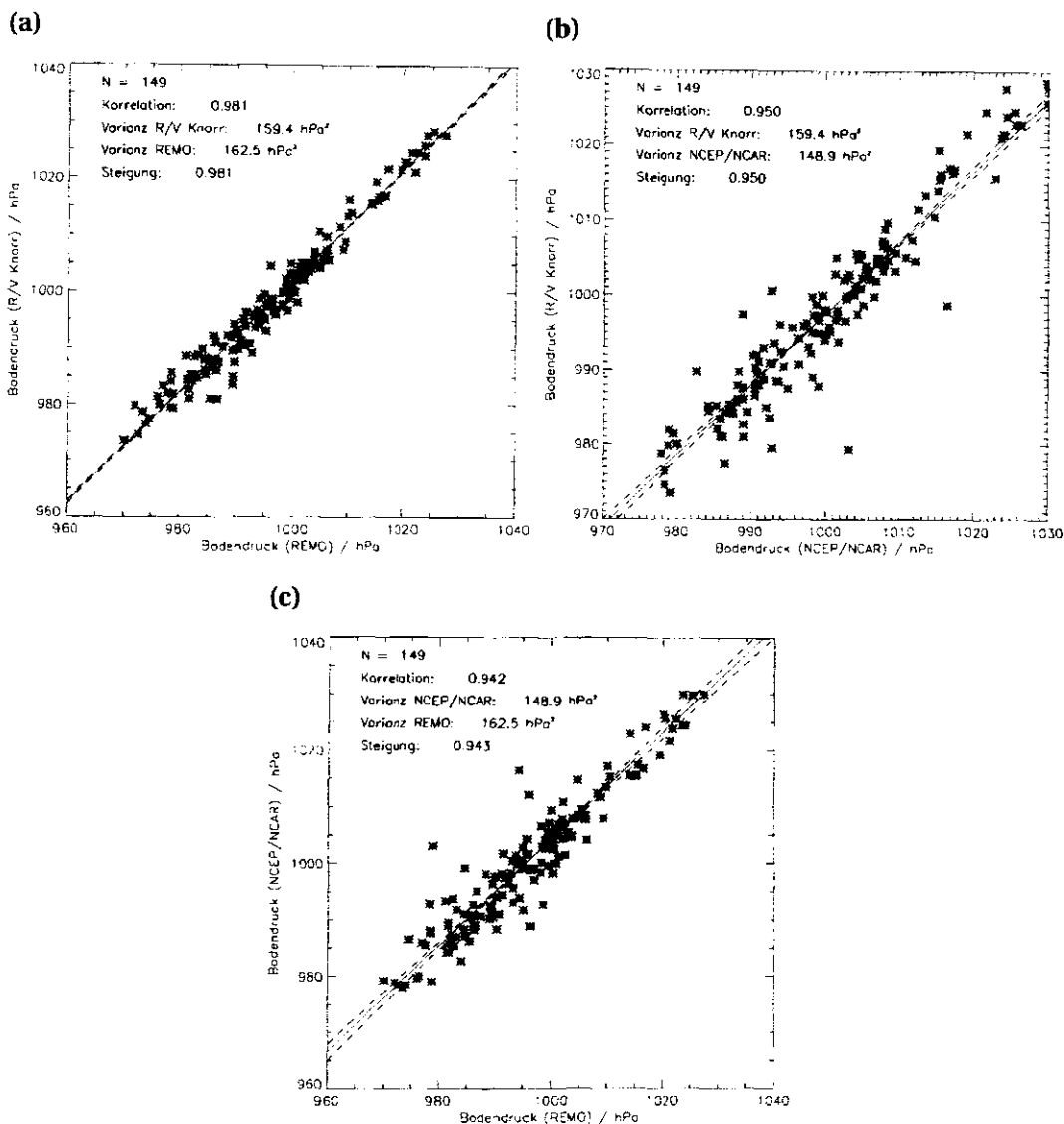
**Abbildung 5.5:** Zeitreihe des Bodendrucks zwischen dem 5.2. und 12.3.1997 in hPa auf der R/V Knorr. Dargestellt sind die Werte von REMO (rot, durchgezogen), R/V Knorr (schwarz, gepunktet) und den NCEP/NCAR-Reanalysen (blau, gestrichelt).

Während zu Beginn der Expedition in Halifax noch Temperaturen im Bereich des Gefrierpunkts herrschen, fallen diese in der Labrador-See kontinuierlich bis auf  $-5^{\circ}\text{C}$  bis  $-10^{\circ}\text{C}$  (Abb. 5.7). Während der starken Kaltluftausbrüche am 12. und 21. Februar gehen die Temperaturen bis auf  $-16^{\circ}\text{C}$  zurück. Sind im ersten Teil der Zeitserien die Abweichungen zwischen REMO und Beobachtungen noch relativ gering, lassen sich größere Abweichungen zwischen dem 23. Februar und Anfang März beobachten. In dieser Zeit befindet sich die R/V Knorr im Bereich der Eiskante (engl. *marginal ice zone* – MIZ) vor der Küste Labradors (vgl. Abb. 5.1).

Die Abb. 5.8 zeigt die Streudiagramme der 2 m Temperaturen zwischen Beobachtungen und Modellen. Während die NCEP/NCAR-Reanalysen im Mittel zwar etwas dichter an den Beobachtungen liegen, sind Korrelationskoeffizient und RMS-Fehler (vgl. Tab. 5.1) bei REMO deutlich besser.

### 5.2.3 10 m Windgeschwindigkeit

Die Windgeschwindigkeit wird in REMO für eine Referenzhöhe von 10 m berechnet. Wie bei der Temperatur wird deshalb auch der beobachtete Wind auf diese Höhe redu-



**Abbildung 5.6:** Vergleich des beobachteten Bodendrucks mit dem von NCEP/NCAR und REMO modellierten Bodendruck in hPa dargestellt als Streudiagramm. Gegeneinander aufgetragen sind in Abbildung (a) R/V Knorr über REMO, (b) NCEP/NCAR über REMO und in (c) R/V Knorr über NCEP/NCAR. Die Ausgleichsgerade ist in grün eingezeichnet.

ziert. Die Zeitserien der 10 m Windgeschwindigkeit für REMO, NCEP/NCAR und Beobachtungen sind in Abb. 5.9 dargestellt. Wie in Kap. 5.2.2 erwähnt, sind die Werte aufgrund von Problemen mit dem Anemometer nur bis zum 5. März verfügbar.

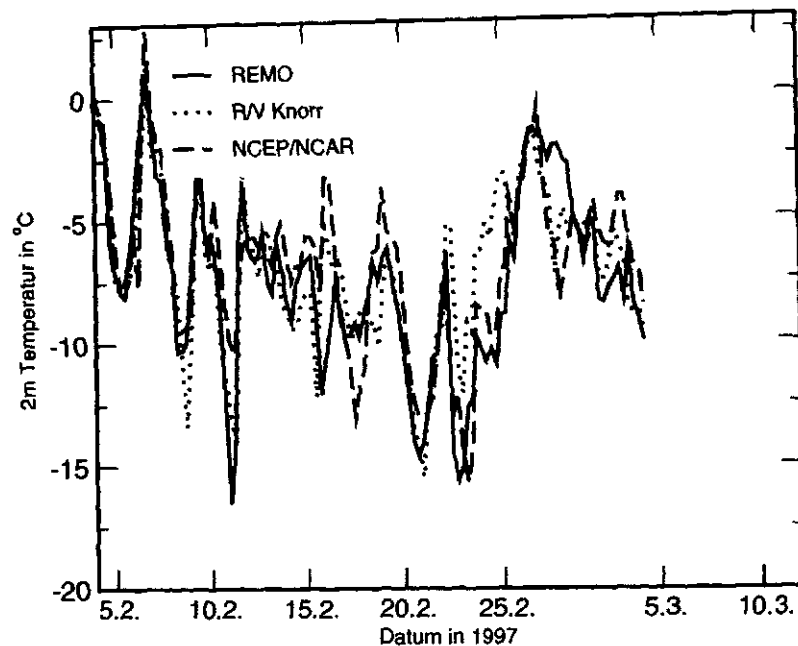


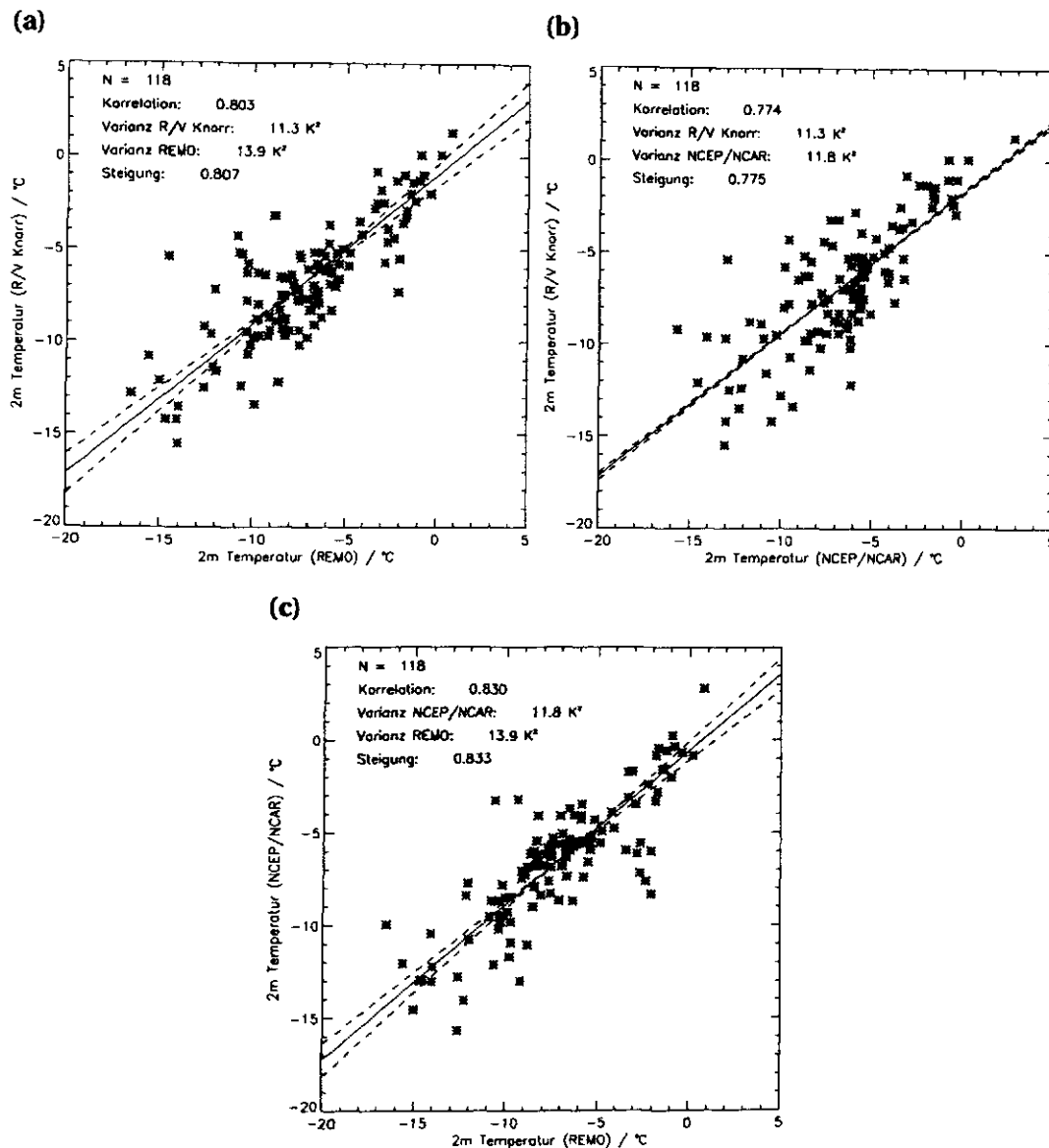
Abbildung 5.7: Wie Abb. 5.5 für die 2 m Temperatur.

Während eines Großteils des Experiments werden relativ hohe Windgeschwindigkeiten gemessen. Die mittlere Windgeschwindigkeit beträgt  $12.0 \text{ m s}^{-1}$ , in den Maxima am 11. Februar und 5. März über  $20 \text{ m s}^{-1}$ . Die Übereinstimmung zwischen REMO und Beobachtungen ist relativ gut. Verglichen mit den Reanalysen liegt REMO in Bias, RMS-Fehler und Korrelationskoeffizient immer etwas besser. Während das Reanalyse-Modell die Windgeschwindigkeit im Mittel um  $0.3 \text{ m s}^{-1}$  unterschätzt, liegt REMO nur  $0.1 \text{ m s}^{-1}$  unter den Beobachtungen.

Die Abb. 5.10 zeigt die Streudiagramme der gegeneinander aufgetragenen Zeitreihen der 10 m Windgeschwindigkeit. Der RMS-Fehler beträgt im Regionalmodell  $2.76 \text{ m s}^{-1}$ , in den Reanalysen  $2.83 \text{ m s}^{-1}$ . Der Korrelationskoeffizient zwischen REMO und Messungen beträgt 0.74, zwischen NCEP/NCAR und den Messungen nur 0.71.

#### 5.2.4 2 m spezifische Feuchte

Die größten Verbesserungen von REMO gegenüber den Reanalysen findet man in der spezifischen Feuchte (Abb. 5.11). Wie für die Temperatur und Windgeschwindigkeit muss eine Höhenreduktion auf 2 m durchgeführt werden, so dass auch diese Zeitreihe nur bis zum 5. März zur Verfügung steht.



**Abbildung 5.8:** Vergleich der beobachteten und von NCEP/NCAR sowie REMO modellierten 2 m. Temperatur in °C dargestellt als Streudiagramm. Gegeneinander aufgetragen sind in Abbildung (a) R/V Knorr über REMO, (b) NCEP/NCAR über REMO und in (c) R/V Knorr über NCEP/NCAR. Die Ausgleichsgerade ist in grün eingezeichnet.



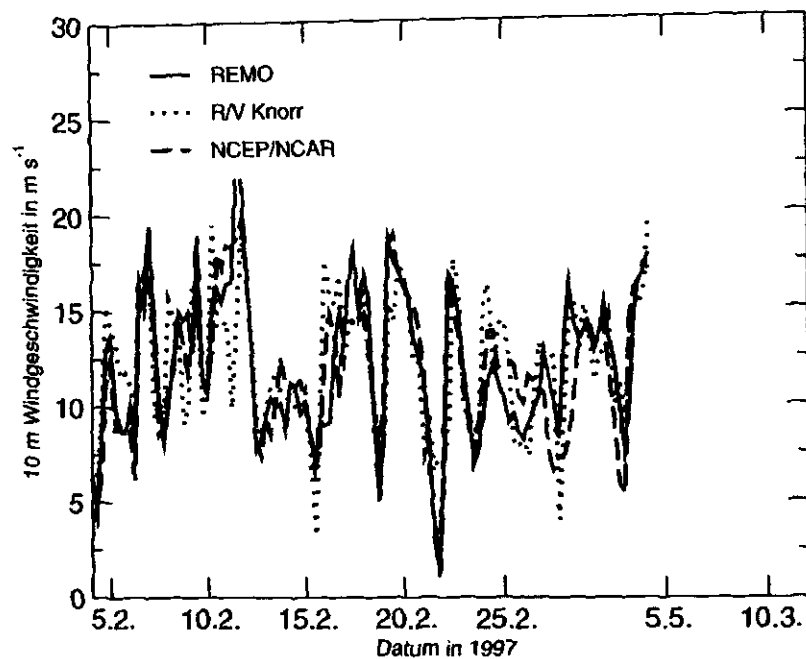
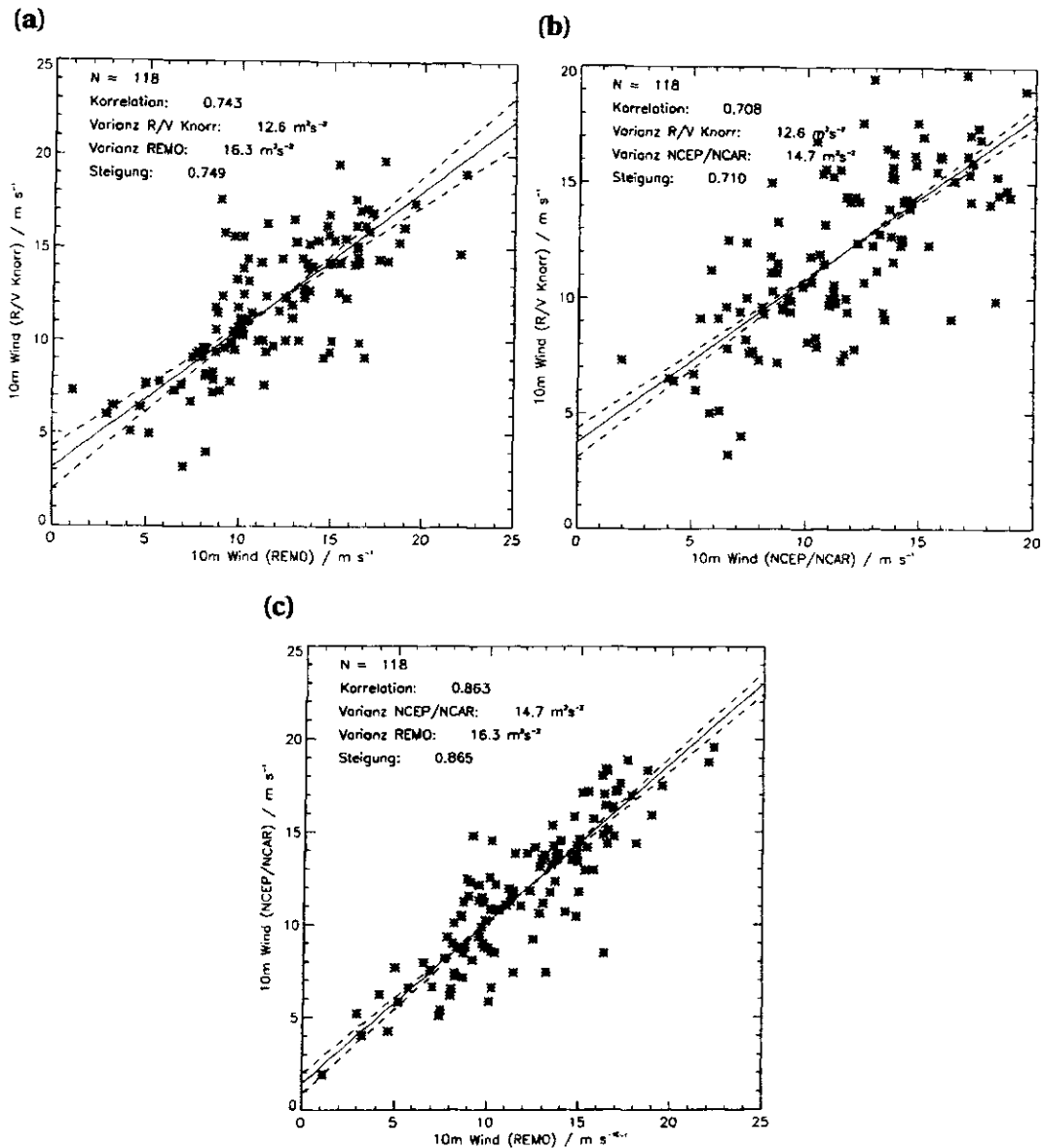


Abbildung 5.9: Wie Abb. 5.5 für die 10 m Windgeschwindigkeit.

Während die Reanalysen die spezifische Feuchte um  $0.6 \text{ g kg}^{-1}$  systematisch stark überschätzen, liegt REMO nur um  $0.1 \text{ g kg}^{-1}$  unterhalb der Beobachtungen. Dies ist ein ernst zu nehmendes Problem der NCEP/NCAR-Reanalysen in hohen Breiten (vgl. auch Kap. 7.2.1). Diese Überschätzung wird so groß, dass es häufig zu einer Übersättigung in der Atmosphäre kommt. Die spezifische Feuchte wird schon bei der Vorbereitung der Antriebsdaten (engl. *pre-processing*) reduziert, was bereits vor der eigentlichen Simulation zu einer erheblichen Verbesserung gegenüber NCEP/NCAR führt.

Die Streudiagramme der spezifischen Feuchte in Abb. 5.12 zeigen eine geringe Korrelation zwischen modellierter und gemessener Feuchte. Während REMO und Beobachtungen noch mit 0.46 korrelieren, sinkt der Korrelationskoeffizient beim Vergleich der Beobachtungen mit den Reanalysen auf 0.39. Es ist jedoch ein relativ großer Messfehler der spezifischen Feuchte zu berücksichtigen. Geht man von einem Messfehler der Psychrometertemperaturen von jeweils 1 K aus, ergibt dies bei einer Temperatur von  $-10^\circ\text{C}$  Abweichungen der spezifischen Feuchte über  $1 \text{ g kg}^{-1}$ . Damit lässt sich das Abschneiden der Modelle als zufriedenstellend bezeichnen. Der mit dem Bias korrigierte RMS-Fehler ist bei REMO mit  $0.53 \text{ g kg}^{-1}$  nur geringfügig besser als bei den Reanalysen mit  $0.55 \text{ g kg}^{-1}$ . Betrachtet man dagegen die unkorrigierten RMS-Fehler, schneidet REMO mit  $0.54 \text{ g kg}^{-1}$  besser ab als NCEP/NCAR mit  $0.80 \text{ g kg}^{-1}$ .



**Abbildung 5.10:** Vergleich der beobachteten mit der von NCEP/NCAR und REMO modellierten Windgeschwindigkeit in  $\text{m s}^{-1}$  dargestellt als Streudiagramm. Gegeneinander aufgetragen sind in Abbildung (a) R/V Knorr über REMO, (b) NCEP/NCAR über REMO und in (c) R/V Knorr über NCEP/NCAR. Die Ausgleichsgerade ist in grün eingezeichnet.

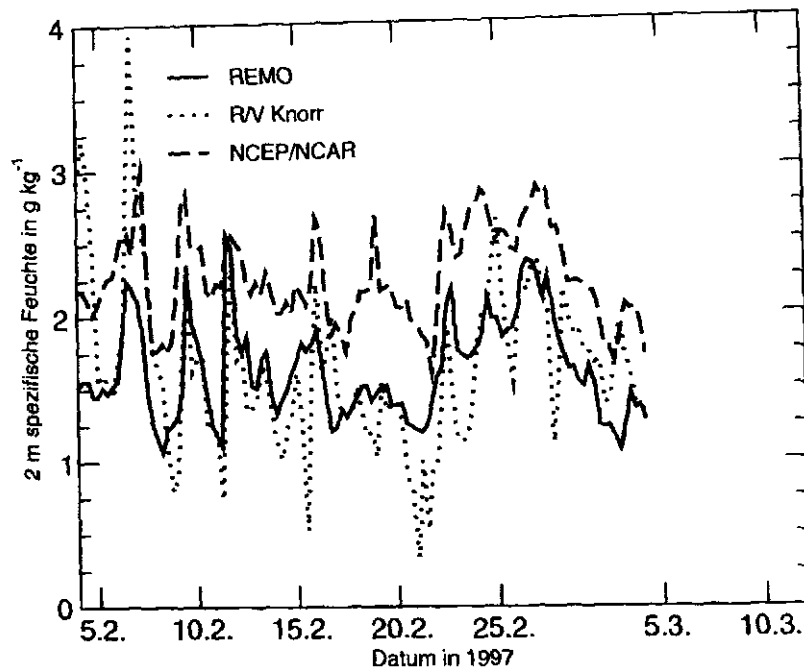


Abbildung 5.11: Wie Abb. 5.5 für die 2 m spezifische Feuchte.

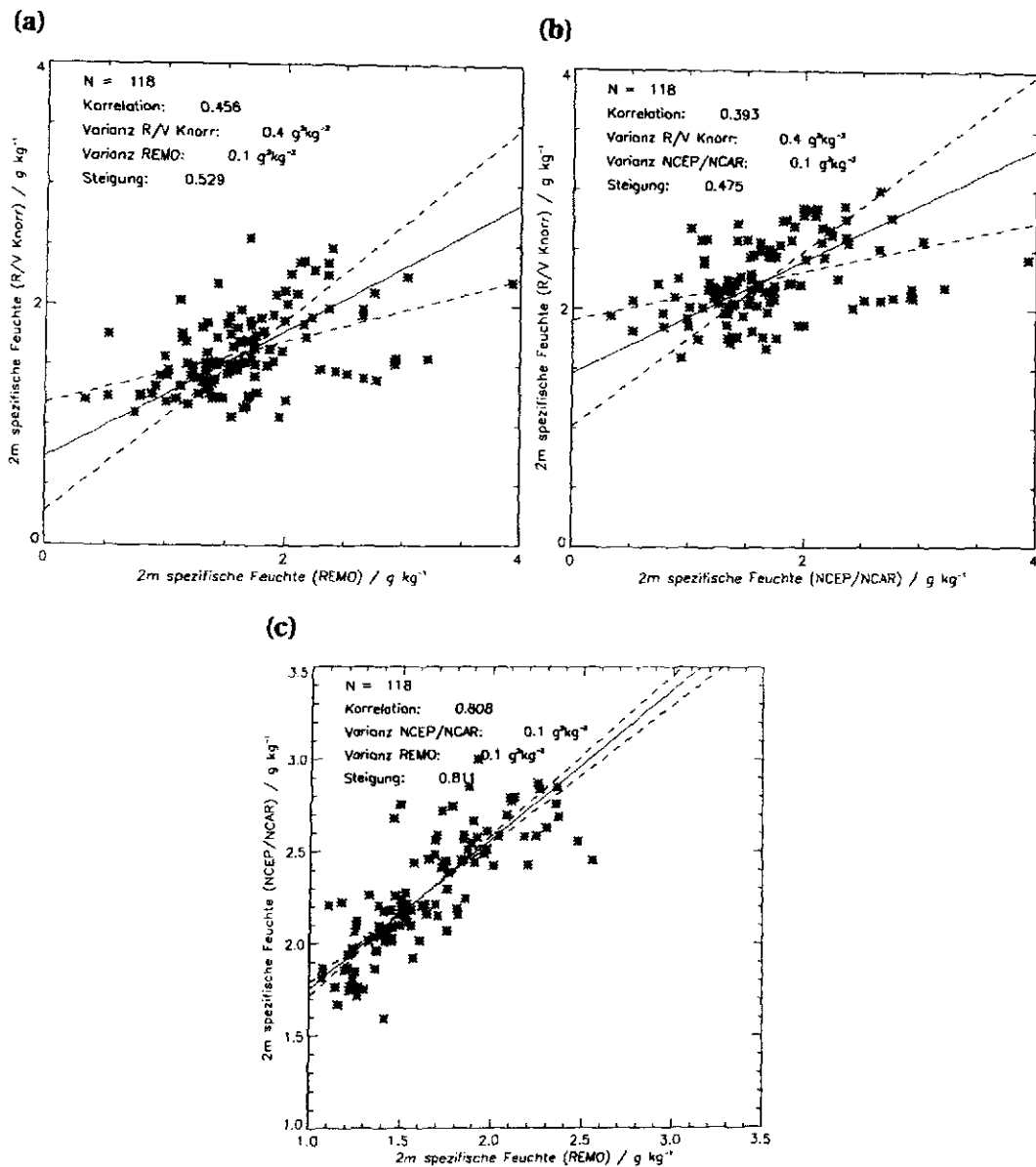
### 5.2.5 Fluss fühlbarer Wärme

Die bisher betrachteten Variablen werden mit den prognostischen Gleichungen direkt vorhergesagt. Der Fluss fühlbarer Wärme ist dagegen eine diagnostische Größe, die aus prognostischen Variablen über Parametrisierungen bestimmt wird. Der Fluss fühlbarer Wärme ist sowohl für Meteorologen als auch für Ozeanographen von besonderem Interesse, da er für die konvektiven Prozesse in Ozean und Atmosphäre mitverantwortlich ist. Der Fluss fühlbarer Wärme kühlt im Allgemeinen den Ozean ab und erwärmt die Atmosphäre, was zur Destabilisierung beider Systeme führt.

Die turbulenten Flüsse fühlbarer Wärme wurden an Bord von RV/ *Knorr* mit Hilfe der Kreuzkorrelations- und der Dissipationsmethode von Bumke et al. (2001) bestimmt. Die Kreuzkorrelationsmethode basiert auf der Messung der vertikalen Austauschprozesse in der atmosphärischen Grenzschicht. Dabei werden mit Fluktuationen der Vertikalgeschwindigkeit ( $w$ ) Eigenschaften der Luft nach oben und unten transportiert. Der Fluss fühlbarer Wärme ( $H$ ) ist definiert als

$$H = \rho c_p \langle wT \rangle, \quad (5.1)$$

wobei  $\rho$  die mittlere Luftdichte und  $c_p$  die spezifische Wärme bei konstantem Druck ist.



**Abbildung 5.12:** Vergleich der beobachteten und von NCEP/NCAR sowie REMO modellierten spezifischen Feuchte in  $\text{g kg}^{-1}$  dargestellt als Streudiagramm. Gegeneinander aufgetragen sind in Abbildung (a) R/V Knorr über REMO, (b) NCEP/NCAR über REMO und in (c) R/V Knorr über NCEP/NCAR. Die Ausgleichsgerade ist in grün eingezeichnet.

Gemäß der REYNOLDS-Mittelung können die Vertikalgeschwindigkeit  $w$  und die Lufttemperatur  $T$  aufgeteilt werden in einen mittleren Anteil ( $\langle \rangle$ ) und einen fluktuierenden Anteil ( $'$ ); sie sind damit gegeben als  $\langle w \rangle + w'$  und  $\langle T \rangle + T'$ .

Integration des  $w, T$  Kospektrums über alle beitragenden Frequenzen liefert die Kovarianz der Variablen, in diesem Fall den Fluss fühlbarer Wärme. Allerdings reagiert diese Methode auf Grund der relativen Skalen des horizontalen und vertikalen Windes in der Atmosphäre sehr sensitiv auf die Ausrichtung des Messinstruments. Dies schränkt diese Methode auf sich bewegenden Plattformen wie Schiffen stark ein. Mit dem Anpassen eines Polynoms zweiter Ordnung an das Kospektrum im Frequenzbereich bis etwa 1 Hz und eines Polynoms erster Ordnung bei höheren Frequenzen wird dies berücksichtigt. Gleichzeitig wird der Spektralbereich ausgeschlossen, den die Schiffsbewegungen auf Grund von Seegang beeinflussen.

Die Trägheits-Dissipations-Methode für Wärmeflüsse basiert auf den Bilanzen der skalaren Varianzen (z.B. Large und Pond, 1982). Bei horizontal homogenen, stationären Verhältnissen vereinfacht sich diese zu

$$\langle w T \rangle \frac{dT}{dz} + \frac{1}{2} \frac{d(w T^2)}{dz} + N_T = 0 . \quad (5.2)$$

Dies lässt sich ebenfalls auf die virtuelle Temperatur  $T_v$  anwenden. Unter Vernachlässigung der Transport-Terme erhält man

$$\langle w T_v \rangle_{\text{diss}} = \left[ \frac{k z u N_{T_v}}{\phi_{T_v} z / L} \right]^{\frac{1}{2}} , \quad (5.3)$$

wobei  $N_{T_v}$  die turbulente Dissipationsrate der Temperatur und  $\phi_{T_v}$  die universelle Schichtungsfunktion sind.

Sowohl die Kreuzkorrelations- als auch die Dissipationsmethode benötigen eine Korrektur, da die mit dem Sonic-Anemometer gemessenen Temperaturen dicht an der virtuellen Temperatur liegen. Die Korrektur wird von Dupui et al. (1997) übernommen. Insbesondere bei hohen Windgeschwindigkeiten lassen sich Abweichungen von der lokalen Isotropie feststellen. Dies wird nach Wucknitz (1978) korrigiert. Da die synoptische Situation durch hohe SST (ca.  $0^\circ\text{C} - 3^\circ\text{C}$ ) und niedrige Lufttemperatur (ca.  $-15^\circ\text{C} - 0^\circ\text{C}$ ) charakterisiert ist, wird freie Konvektion nach Gravech et al. (1998) berücksichtigt. Der Fehler der Windgeschwindigkeit durch den Schiffseinfluss auf die Messungen wird mit Hilfe einer Umströmungsstudie von Moat und Yelland (1998) minimiert.

Die Bulk-Methode bietet eine weitere Möglichkeit den Fluss fühlbarer Wärme zu bestimmen. Für die Parametrisierung gilt

$$\langle w T \rangle_{\text{Bulk}} = C_H (V_z - V_0) (T_z - T_0) , \quad (5.4)$$

wobei  $C_H$  der Transferkoeffizient fühlbarer Wärme ist. In der Literatur finden sich unterschiedliche Werte für  $C_H$  (z.B. Isemer und Hasse, 1987; Large und Pond, 1982; Smith, 1988). Für gewöhnlich wird  $V_0$  auf 0 gesetzt,  $T_0$  ist in diesem Fall die Wasseroberflächentemperatur (SST),  $T_z$  die Lufttemperatur und  $V_z$  die Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe.

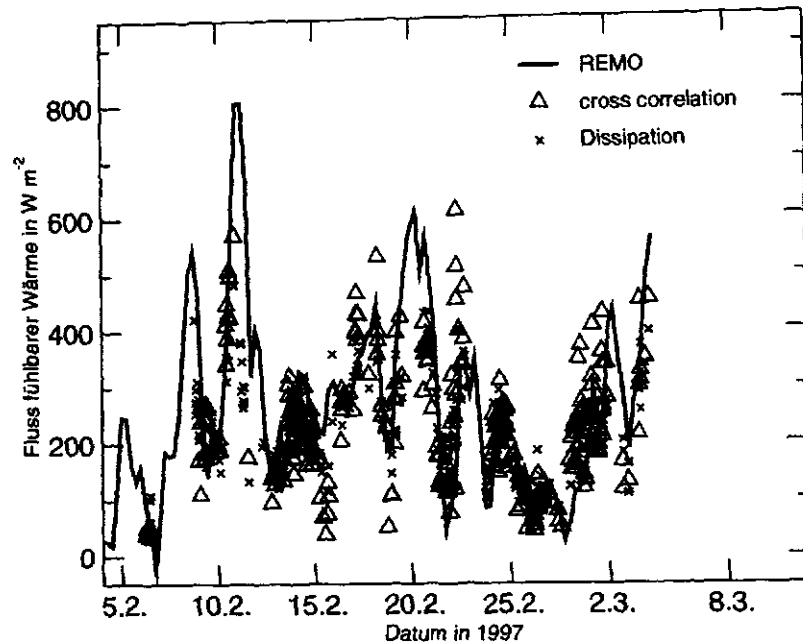
Abb. 5.13 zeigt den Vergleich der an Bord gemessenen Flüsse fühlbarer Wärme mit den Ergebnissen von REMO. Jedes Symbol in Abb. 5.13 stellt eine Einzelmessung per Dissipations- bzw. Kreuzkorrelations-Methode dar. Da die Messungen an Bord nur berücksichtigt werden, wenn der Bug des Schiffes in Windrichtung zeigt, stehen nicht zu jedem Modell-Termin Messungen zur Verfügung. Unter Berücksichtigung der Probleme beim Vergleich von Modellwerten mit *in situ* Messungen erhält man eine gute Übereinstimmung.

REMO und NCEP/NCAR stimmen auf Grund ähnlicher Parametrisierungen gut überein. Trotzdem kommt es auch hier bei hohen Flüssen in Einzelfällen zu Abweichungen bis zu  $100 \text{ W m}^{-2}$ . So werden für den Kaltluftausbruch am 11. Februar 1997 von REMO Flüsse fühlbarer Wärme bis  $800 \text{ W m}^{-2}$  simuliert, während die NCEP/NCAR-Reanalysen Werte bis  $720 \text{ W m}^{-2}$  liefern. Beide Modelle scheinen den Fluss fühlbarer Wärme unter diesen Extrembedingungen zu überschätzen.

Die gemessenen Flüsse fühlbarer Wärme des bereits weiter oben betrachteten Kaltluftausbruchs am 11. Februar 1997 erreichen maximal  $600 \text{ W m}^{-2}$ , die parametrisierten Flüssen nach Bunker (1976)  $650 \text{ W m}^{-2}$ . Verwendet man nur die prognostischen Größen des Modells mit der gleichen Bulk-Formel ergeben sich Flüsse bis  $620 \text{ W m}^{-2}$ . Dies erscheint weitaus realistischer als die in den Modellen berechneten Flüsse fühlbarer Wärme von  $800 \text{ W m}^{-2}$  (REMO) bzw.  $720 \text{ W m}^{-2}$  (NCEP/NCAR), was auf unzureichende Parametrisierungen innerhalb der Modelle schließen lässt. Dies ist nicht überraschend, da die Fluss-Parametrisierungen häufig für mittlere Breiten entwickelt werden, in denen extreme Verhältnisse wie bei einem Kaltluftausbruch nicht oder nur sehr selten auftreten.

### 5.2.6 Niederschlag

Der Niederschlag an Bord der R/V *Knorr* wurde mit einem optischen Disdrometer gemessen (Großklaus et al., 1998). Da für die weiteren Rechnungen die Art des Niederschlags (z.B. Regen oder Schnee) bekannt sein muss, werden diese Informationen den simultan zu den Messungen durchgeführten visuellen synoptischen Wetterbeobachtungen entnommen. Während des Experiments schneite es den Großteil der Zeit. Die



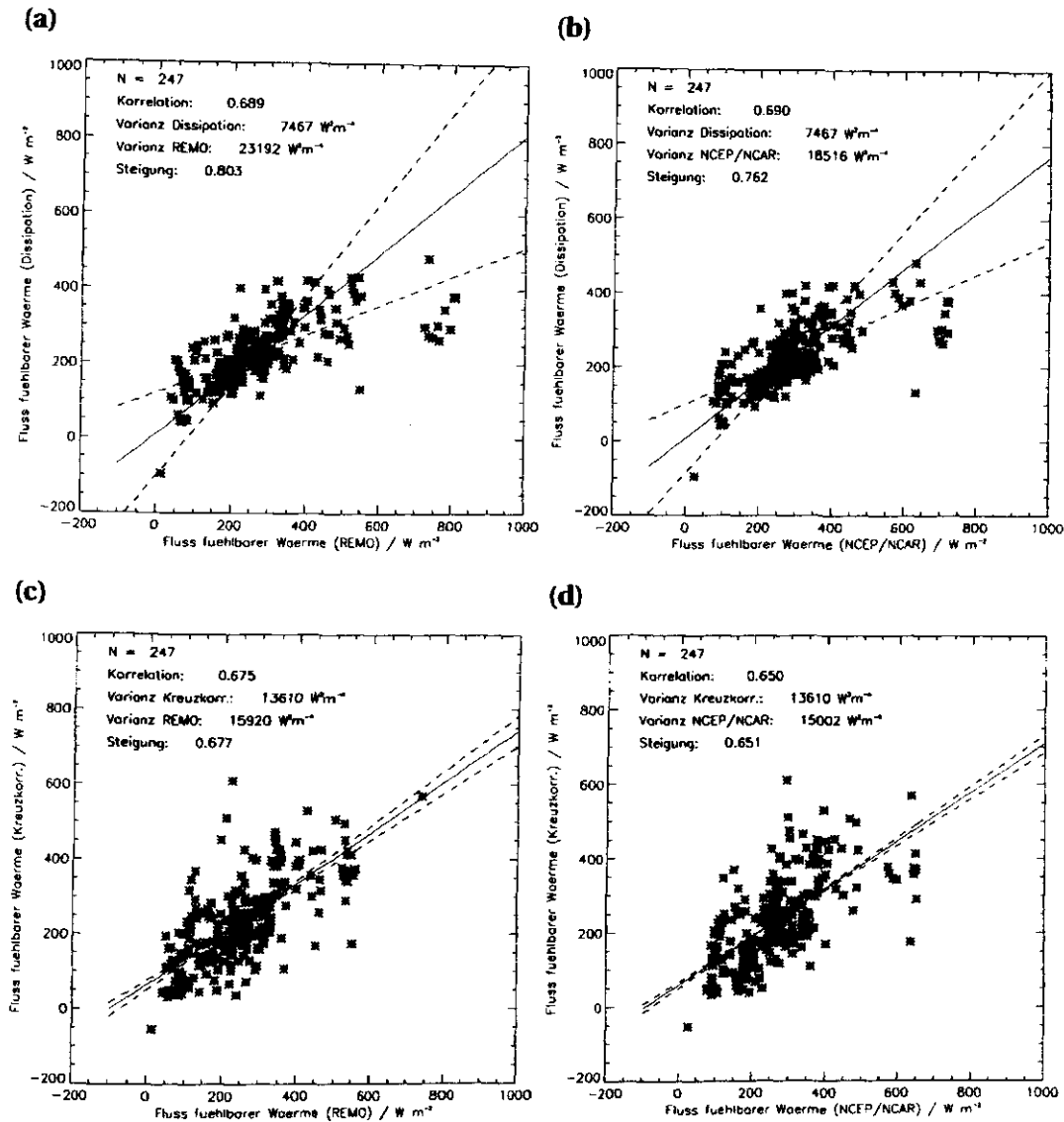
**Abbildung 5.13:** Flüsse sensibler Wärme zwischen dem 5.2. und 5.3.1997 in  $\text{W m}^{-2}$  auf der R/V Knorr. Dargestellt sind die REMO (rot, durchgezogen) sowie die Messungen mit der Kreuzkorrelations-Methode (blaue Dreiecke) und der Dissipationsmethode (schwarze Kreuze).

für die Bestimmung der Niederschlagsmenge zu berücksichtigenden Fallgeschwindigkeiten und mittleren Massen von Schnee werden einer Studie von Hogan (1994) entnommen.

Aufgrund fehlender Niederschlagsbeobachtungen über See entwickelt Tucker (1961) eine Methode, aus synoptischen Wetterbeobachtungen Niederschlagsmengen abzuschätzen. Eine ähnliche Parametrisierung leitet Vermehren (1995) aus dem Vergleich von Synop-Meldungen mit Niederschlagsmessungen auf Feuerschiffen in der Deutschen Bucht ab. Dorman und Bourke (1978) schlagen eine Korrektur zu Tuckers Methode vor, die auch auf die Parametrisierung von Vermehren angewendet wird. Zudem wird noch eine Windkorrektur berücksichtigt (Großklaus, pers. Mitteilungen).

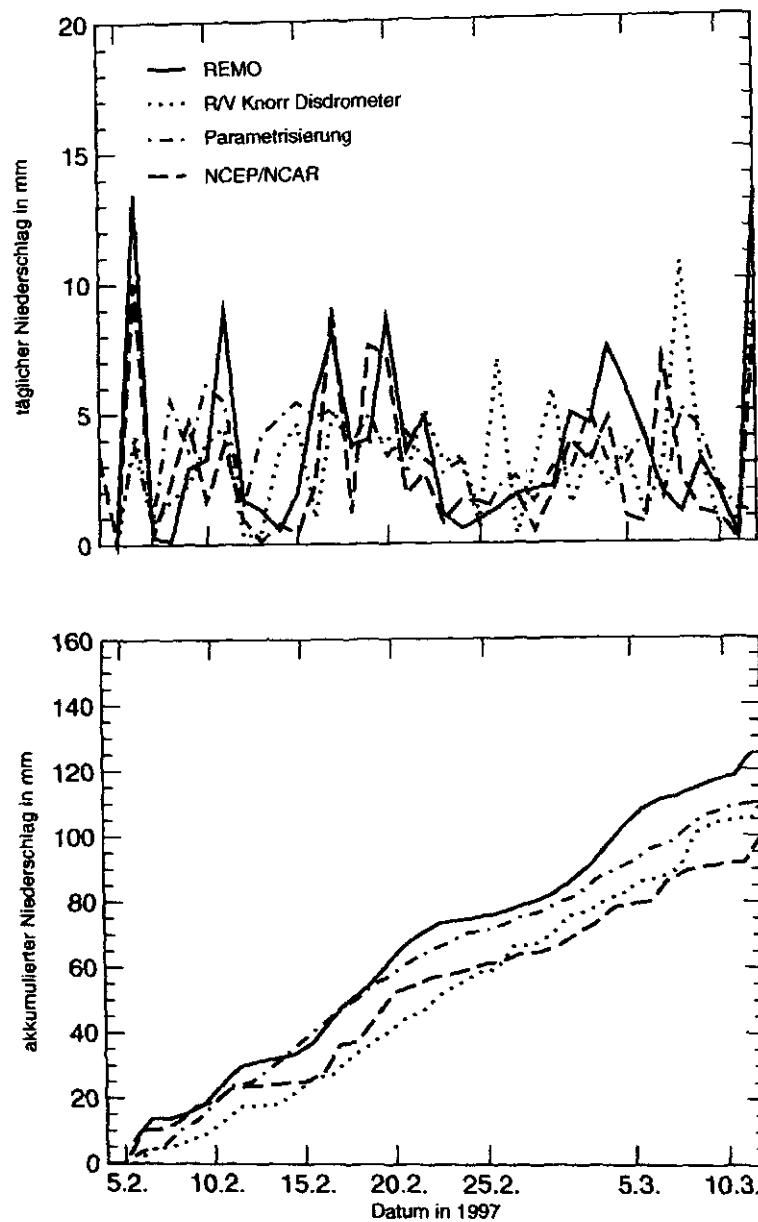
Die gemessenen und parametrisierten Niederschlagsmengen werden mit den Modellergebnissen der NCEP/NCAR-Reanalysen und REMO verglichen. Abb. 5.15 zeigt sowohl die Zeitserien der täglichen Niederschlagsereignisse als auch die akkumulierten Werte.

Die Modellwerte (REMO und NCEP/NCAR) repräsentieren die Summe der Niederschlä-



**Abbildung 5.14:** Vergleich der mit der Dissipations- und Kreuzkorrelationsmethode abgeleiteten und von NCEP/NCAR sowie REMO modellierten Flüsse fühlbarer Wärme in  $W m^{-2}$  dargestellt als Streudiagramm. Gegeneinander aufgetragen sind Dissipationsmethode über REMO (a) und über NCEP/NCAR (b), sowie Kreuzkorrelationsmethode über REMO (c) und über NCEP/NCAR (d). Die Ausgleichsgeraden sind in grün eingezeichnet.





**Abbildung 5.15:** Zeitreihe der täglichen Niederschlagsmengen (oben) und akkumulierte Werte (unten) zwischen dem 5.2. und 12.3.1997 in mm auf der R/V Knorr. Dargestellt sind die Werte von REMO (rot, durchgezogen), Disdrometermessungen (schwarz, gepunktet), aus Parametrisierungen nach Vermehren (1995) (grün, strich-punktiert) und den NCEP/NCAR-Reanalysen (blau, gestrichelt).

ge der vorangegangenen 24 Stunden am gleichen Gitterpunkt, während die gemessenen und parametrisierten Werte die Niederschläge im gleichen Zeitraum an Bord der R/V *Knorr* zeigen. Betrachtet man die täglichen Niederschlagsmengen (Abb. 5.15 oben), erkennt man nur wenige Übereinstimmungen zwischen Beobachtungen und Modellen. Dies ist auf die bereits erwähnten kurzen Korrelationslängen des Niederschlags zurückzuführen. Einzelne Niederschlagsereignisse können von REMO und dem NCEP/NCAR-Reanalysemodell nicht aufgelöst werden. In Abb. 5.15 (unten) ist dagegen der akkumulierte Niederschlag aufgetragen. Einzelne Niederschlagsereignisse addieren sich dabei zum Gesamtniederschlag am Ende des Experiments. Die Disdrometermessungen (106 mm) und mit Hilfe der Parametrisierung abgeschätzten Niederschläge (109 mm) liegen nur wenig auseinander. Dagegen unterschätzt NCEP/NCAR mit 99 mm den Niederschlag. REMO liegt mit 125 mm deutlich darüber.

Erhöhte Niederschläge werden oft in regionalen Modellen beobachtet und häufig auf orographische Effekte in Bereichen steiler Topographie zurückgeführt (z.B. McGregor, 1997). Ein möglicher Einfluss des grönländischen Gebirgsmassivs ist in diesem Fall unwahrscheinlich, da in der großräumigen Niederschlagsverteilung keine orographisch bedingten Maxima an der Südwestküste Grönlands erkennbar sind (Abb. 5.16). Diese lassen sich dagegen an der Südküste Islands deutlich beobachten.

### 5.3 Diskussion

Der direkte Vergleich von Modellergebnissen mit Beobachtungen ist aufgrund unterschiedlicher Zeit- und Raumskalen immer mit Problemen behaftet. Zusätzliche Fehler aufgrund unterschiedlicher Topographie (z.B. Differenz zwischen mittlerer Modellhöhe und Höhe des Beobachtungsortes) können mit der Verwendung von Datenpunkten ausschließlich über Wasser bzw. Meereis vermieden werden. Unter Berücksichtigung der Skalendifferenzen bieten die Beobachtungen an Bord der R/V *Knorr* damit eine gute Gelegenheit unterschiedliche Modellvariablen zu validieren. Die extremen Wetterverhältnisse während des Experiments verdeutlichen Schwächen in der Modellphysik.

Der Vergleich der modellierten und gemessenen Parameter über der winterlichen Labrador-See zeigt gute Übereinstimmungen für die meisten Parameter. Nur die spezifische Feuchte in den NCEP/NCAR-Reanalysen stellt ein ernst zu nehmendes Problem in hohen Breiten dar, was sich in relativen Feuchten im Bereich der Übersättigung bemerkbar macht. Diese Überschätzung der Luftfeuchtigkeit ist eine mögliche Ursache für die ebenfalls zu hohen Niederschläge in REMO. Während NCEP/NCAR den Niederschlag während des Experiments um etwa 10 mm unterschätzt, liegt REMO mit ca.



**Abbildung 5.16:** Mit REMO simulierter akkumulierter Niederschlag zwischen dem 5.2. und 12.3.1997 in mm.

15 mm über der beobachteten Niederschlagssumme. Der Vergleich der Flüsse fühlbarer Wärme zeigt eine Überschätzung der von REMO und NCEP/NCAR diagnostizierten Flüsse.

## **6. Oberflächentemperaturen der Arktis**

### **6.1 Einleitung**

Vergleiche beobachteter Oberflächentemperaturen mit Modellergebnissen können gerade in hohen Breiten Defizite von Modellen offenlegen, da die bodennahen Luftschichten äußerst sensitiv auf die unteren Randbedingungen reagieren. In REMO werden diese über Land von einem Bodenmodell simuliert, über Wasser bzw. Meereis über die Antriebsdaten vorgegeben. Weichen die unteren Randbedingungen wie z.B. die Meereisverteilung von den realen Verhältnissen ab, macht sich dies schnell in divergierenden Temperaturfeldern bemerkbar. Weiterhin wird die Oberflächentemperatur stark von der Dynamik beeinflusst. So werden in der Synoptik Luftmassen gewöhnlich nach ihrer Ursprungsregion charakterisiert, da die Luftmasseneigenschaften zum Großteil dort geprägt werden. Fehler in der Modelldynamik haben daher auch Auswirkungen auf die großräumige Temperaturverteilung.

Rigor et al. (2000) haben Beobachtungen der Oberflächentemperaturen aus der Arktis im IABP/POLES-Datensatz zusammengestellt. Diese werden mit Simulationen von REMO sowohl im Klima- als auch im Vorhersage-Mode verglichen.

## 6.2 Der IABP/POLES-Datensatz

Bereits 1974 empfiehlt die *U.S. National Academy of Science* die Einrichtung eines Netzes automatisch messender Bojen, die im Arktischen Ozean auf synoptischer Skala Felder von Druck, Temperatur und Eisdrift aufzeichnen. Basierend auf dieser Idee startet 1978 im Rahmen des *Global Weather Experiments* das *Arctic Ocean Buoy Program*. Seit 1991 wird das Projekt im Rahmen des *International Arctic Buoy Programmes* (IABP) weitergeführt.

Zu Beginn der Messungen 1979 sind die Temperaturen der auf dem Eis driftenden Bojen hauptsächlich zur Kalibrierung der internen Barometer bestimmt und mit großen Fehlern behaftet. Seit 1992 werden neuere Bojen mit externen, in 2 m Höhe messenden, strahlungsgeschützten und ventilierten Thermistoren ausgebracht. Im Rahmen des IABP durchgeführte Tests ergeben einen RMS-Fehler der so gemessenen Temperaturen kleiner 0.5 K.

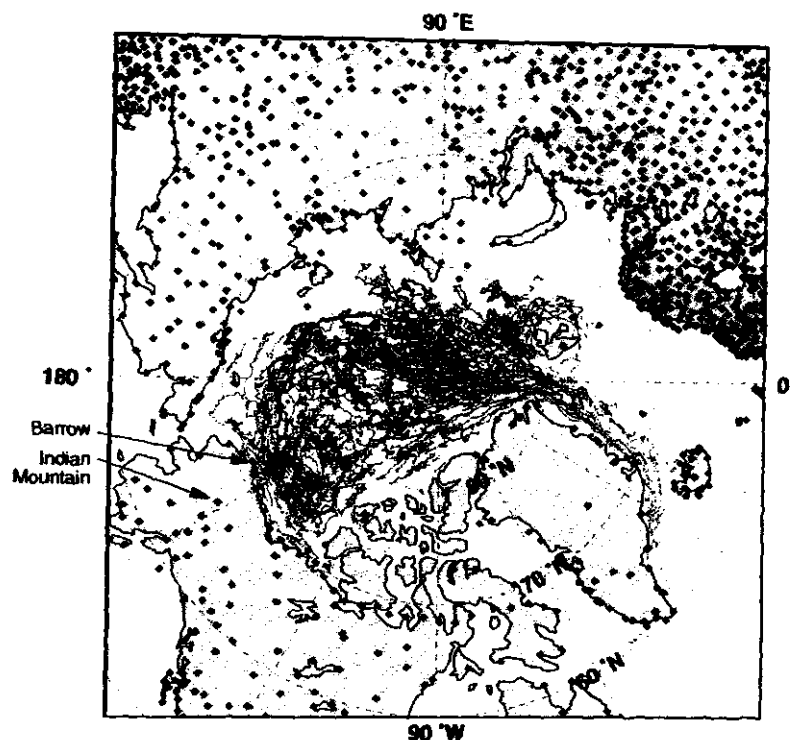
Für die Erstellung des IABP/POLES-Datensatz verwenden Rigor et al. neben den Bojendaten zusätzlich für den Zeitraum 1979 bis 1991 Messungen von bemannten, im Eis driftenden Stationen sowie für den Zeitraum 1979 bis 1997 Daten von Landstation. Mit Hilfe der „Optimalen Interpolation“ werden die Beobachtungen auf ein regelmäßiges Gitter gebracht. Dafür werden zunächst Korrelationslängen der Temperatur berechnet. Der abgeleitete Datensatz liefert 12-stündige Felder der 2 m-Lufttemperatur mit 100 km horizontaler Auflösung in der Arktis für den Zeitraum 1979 bis 1997.

Die Beobachtungspositionen für den gesamten Zeitraum zeigt die Abb. 6.1. Deutlich erkennt man die unregelmäßige Verteilung der Daten. Während in der zentralen Arktis und auf den kontinentalen Landflächen das Messnetz relativ dicht ist, werden einige Randmeere der Arktis, der gesamte Nordatlantik und Grönland nur unzureichend erfasst. Dies führt zu großen Unsicherheiten der Temperaturfelder in diesen Bereichen, die beim Vergleich einzelner Jahre mit REMO besonders deutlich hervortreten.

## 6.3 Vergleich der Klimatologie

Es werden monatliche Variabilitäten und Korrelationslängen der 2 m Lufttemperatur aus Beobachtungen und Ergebnissen eines REMO Klimalaufs der Jahre 1992 bis 1996 verglichen. Die subskaligen Prozesse werden mit der ECHAM4-Physik parametrisiert.

Für eine beliebige geophysikalische Größe an einem Ort lässt sich die Korrelation mit der gleichen Größe an einem anderen Ort berechnen. Im Allgemeinen nimmt die Kor-



**Abbildung 6.1:** Beobachtungspositionen der Oberflächentemperatur von bemannten Stationen am Nordpol (schwarze Punkte) zwischen 1979 und 1991, von Argos Bojen (graue Punkte) und Landstationen (Diamanten) von 1979 bis 1997 (aus Rigor et al., 2000).

relation mit zunehmendem Abstand der beiden Größen ab. Ein Maß dafür, wie schnell die Korrelation mit dem Abstand abnimmt, ist die Korrelationslänge.

Die Abhängigkeit der Werte eines stochastischen Prozesses an zwei Punkten ist über die Kovarianzfunktion definiert als

$$\text{Cov}(x, y) = \frac{1}{N-1} \sum_i (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y}) , \quad (6.1)$$

wobei  $N$  die Stichprobenanzahl,  $\bar{x}$  das Mittel aller  $x_i$ 's und  $\bar{y}$  das Mittel aller  $y_i$ 's bezeichnet.

Die Korrelationsfunktion  $R(x, y)$  ist definiert als die Kovarianz zwischen zwei Zeitserien normiert mit den Varianzen der einzelnen Zeitserien. Die Funktion  $R(x, y)$  existiert nur im Intervall  $[-1, 1]$  und beschreibt die Intensität des linearen Zusammenhangs zwischen zwei Zeitserien. Bei  $R=1$  (d.h. „vollständig positive Korrelation“) liegen die Datenpunkte auf einer Geraden mit positiver Steigung, bei  $R=-1$  (d.h. „vollständig negativ korreliert“)

auf einer Geraden mit negativer Steigung. Ist  $R$  nahe Null sind beide Variablen  $x$  und  $y$  unkorreliert. Die Korrelationsfunktion lässt sich schreiben als

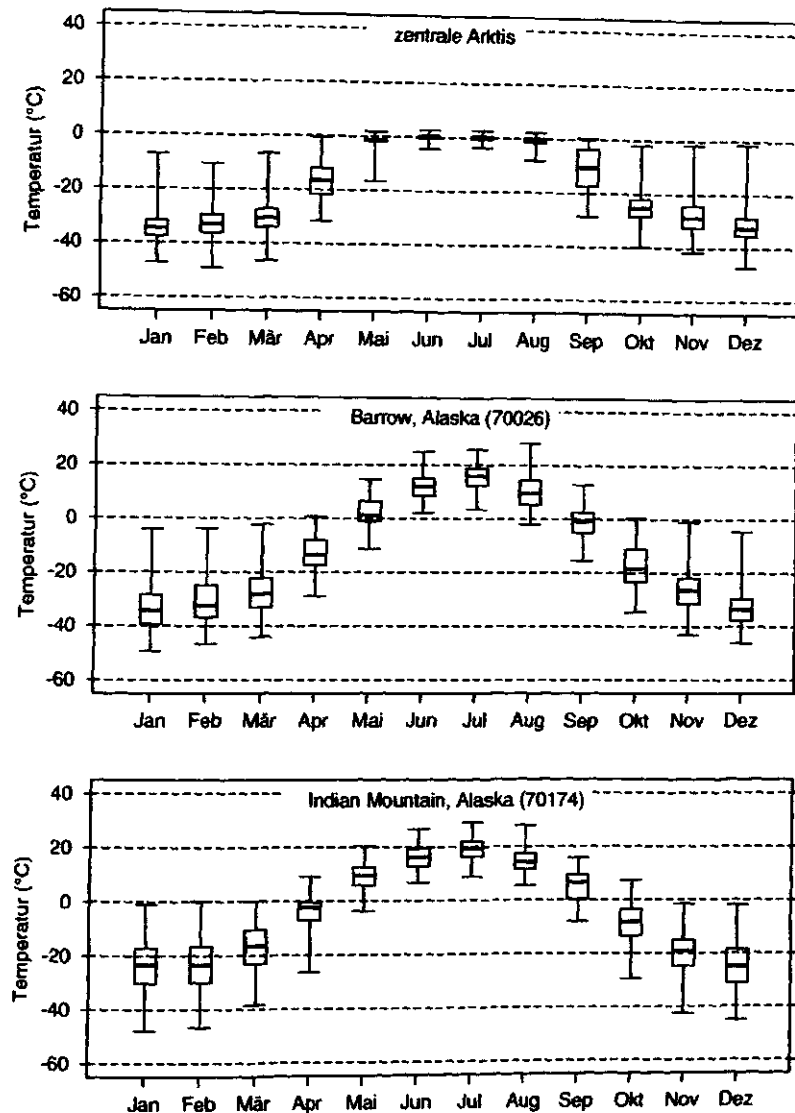
$$R(x, y) = \frac{\sum_i (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_i (x_i - \bar{x})^2} \sqrt{\sum_i (y_i - \bar{y})^2}} \quad (6.2)$$

Da die Korrelationsfunktion eine normierte Darstellung der Kovarianzfunktion zwischen Werten eines Prozesses an verschiedenen Orten darstellt, lassen sich die Intensitäten der Zusammenhänge verschiedener Datenpunkte direkt miteinander vergleichen.

In Abb. 6.2 sind die mit REMO modellierten monatlichen 2 m Lufttemperaturen für die zentrale Arktis sowie Barrow und Indian Mountain in Alaska dargestellt. Die drei ausgewählten Orte, die ebenfalls bei Rigor et al. (2000) näher untersucht werden (vgl. Abb. 6.3), zeigen jeweils die typischen Temperaturverhältnisse im Arktischen Ozean, im Küstenbereich und im Landesinneren. Die Abb. 6.2 und die entsprechenden Standardabweichungen in Tab. 6.1 lassen darauf schließen, dass die Korrelationen zwischen Ozean, Küste und Landesinnerem sich saisonal ändern. Besonders klar erkennbar ist dies während der Sommermonate, in denen die Variabilität der Landstationen eine Größenordnung über der in der zentralen Arktis liegt.

Ein Vergleich der modellierten Temperaturen in Abb. 6.2 mit den gemessenen in Abb. 6.3 macht deutlich, dass REMO in der Lage ist, den Jahresgang der 2 m Lufttemperatur an den drei Stationen gut wiederzugeben. Einzig in Barrow, Alaska überschätzt REMO die Temperaturen im Sommer und unterschätzt sie im Winter jeweils deutlich um etwa 10 K. Verglichen mit den Beobachtungen hat der Küstengitterpunkt Barrow im Modell damit einen eher kontinentalen Charakter. Auffällig ist auch das im Modell einen Monat früher einsetzende Schmelzen in der zentralen Arktis.

Bei Betrachtung eines Parameters in einem begrenzten Gebiet lassen sich aus den Korrelationen der einzelnen Datenpunkte untereinander Korrelationslängen ableiten. Dazu werden alle Beobachtungen miteinander korreliert und die Korrelationen als Funktion des Abstands zwischen den jeweiligen Beobachtungspositionen aufgetragen. An die so berechneten Korrelationen lassen sich räumliche Korrelationsfunktionen anpassen, die näherungsweise die Beziehung zwischen Abstand und Korrelation eines bestimmten Parameters wiedergeben. Diese wiederum sind Voraussetzung für die „Optimale Interpolations-Methode“, die im Bereich der meteorologischen Datenassimilation weit verbreitet ist. Rigor et al. (2000) verwenden die „Optimale Interpolation“ zur Erstellung des IABP/POLES Datensatzes. Unterschiedliche räumliche Korrelationsfunktionen werden von Weber und Talkner (1993) ausführlich diskutiert. Die Korrelationslänge

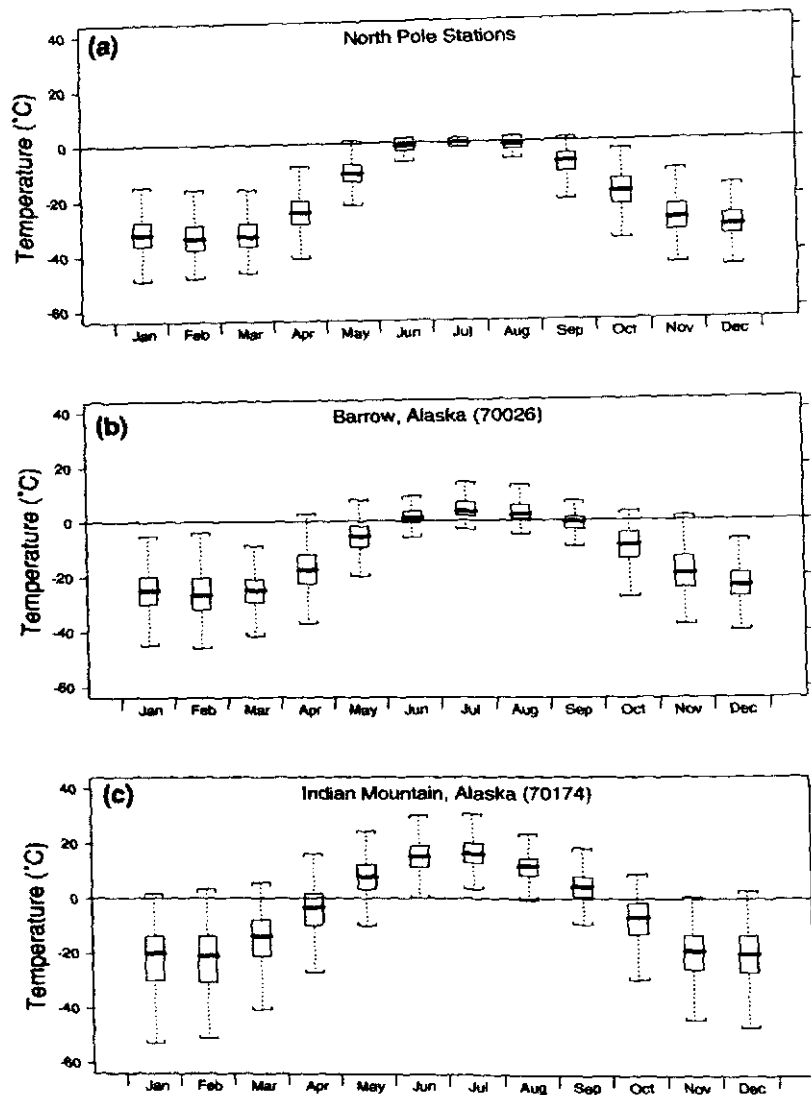


**Abbildung 6.2:** Mit REMO modellierte monatliche 12 stündige Lufttemperaturen (a) im Bereich der zentralen Arktis sowie an den Positionen der Landstationen bei (b) Barrow und (c) Indian Mountain zwischen 1992 und 1996. Jeder Kasten zeigt den Median (rot) sowie die 25. und 75. Percentile; d.h. die Hälfte der Daten liegt innerhalb der Box und alle im Bereich der vertikalen Linien.

ist definiert als der Abstand, bei der die Korrelation auf  $1/e$  ihres ursprünglichen Wertes abgefallen ist.

Abb. 6.4 zeigt die in Abstandsklassen gemittelte Korrelation zwischen allen Punktepaa-





**Abbildung 6.3:** Monatliche 12 stündig beobachtete Lufttemperaturen (a) von allen Stationen am Nordpol zwischen 1979 und 1991 sowie von den Landstationen bei (b) Barrow und (c) Indian Mountain zwischen 1979 und 1997. Jeder Kasten zeigt den Median sowie die 25. und 75. Perzentile; d.h. die Hälfte der Daten liegt innerhalb der Box und 99% im Bereich der vertikalen Linien (aus Rigor et al., 2000).

ren (ohne Relaxationszone) für die Winter und Sommer der Jahre 1992 bis 1996 als Funktion des Abstands. An die Punkte werden zwei räumliche Korrelationsfunktionen angepasst. Die rot dargestellte Funktion entspricht der bei Rigor et al. (2000) verwen-

**Tabelle 6.1:** Mittel ( $\bar{T}$ ) und Standardabweichung ( $\sigma$ ) der 2 m Lufttemperatur ( $T$ ) für drei Regionen der Arktis im Bereich des Nordpols (NP), der Küstenstation Barrow sowie der Inlandsstation Indian Mountain (beide in Alaska). Verwendet werden 12 stündige Temperaturen eines REMO-Klimalaufes der Jahre 1992 bis 1996.

Monat	NP $\bar{T}$	NP $\sigma$	Barrow $\bar{T}$	Barrow $\sigma$	Indian Mt. $\bar{T}$	Indian Mt. $\sigma$
Jan	-34.5	4.47	-33.3	8.75	-24.0	9.80
Feb	-32.7	5.45	-30.5	8.80	-23.6	9.37
Mär	-30.4	4.99	-27.0	8.23	-17.4	9.26
Apr	-16.4	7.12	-12.7	7.05	-4.6	6.16
Mai	-2.1	2.41	2.4	5.36	9.1	5.02
Jun	0.1	0.80	12.0	4.86	16.2	4.38
Jul	0.0	0.84	15.5	4.77	19.2	3.96
Aug	-0.8	1.16	10.3	6.31	14.7	4.35
Sep	-10.9	7.30	-1.2	5.81	5.2	5.42
Okt	-25.2	5.26	-17.3	8.04	-9.0	7.11
Nov	-27.8	5.98	-25.4	8.28	-19.8	7.71
Dez	-31.7	5.96	-32.9	7.18	-25.1	8.92

deten Beziehung:

$$R(d) = e^{-\frac{d^2}{\alpha_1^2}}, \quad (6.3)$$

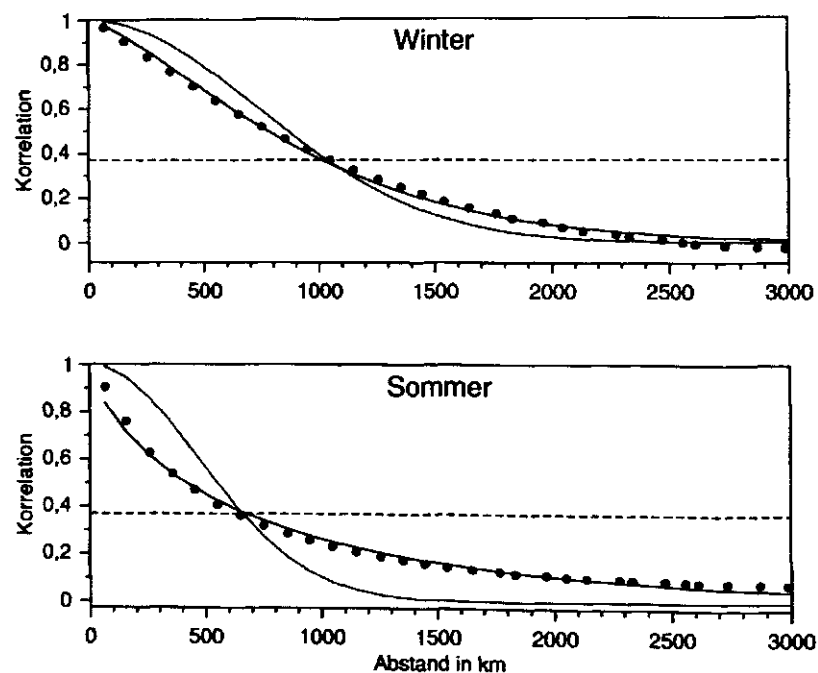
wobei  $d$  der Abstand zwischen den Datenpunkten und  $\alpha_1$  der durch Iteration zu bestimmende Koeffizient sind. Für das Iterationsverfahren wird als *first-guess*-Wert die aus den Datenpunkten abgeschätzte Korrelationslänge eingesetzt. Wie man durch Auflösen der Glg. 6.3 für  $R(d) = 1/e$  nach  $d$  erkennt, lässt sich die Korrelationslänge direkt aus dem Koeffizienten  $\alpha_1$  ablesen.

Die in Abb. 6.4 blau dargestellte Kurve ist eine Exponentialfunktion 2. Ordnung, wie sie z.B. Rubel (1998) zur Bestimmung der Korrelationslängen in Niederschlagsfeldern verwendet. Sie zeichnet sich durch eine bessere Korrelation mit den Datenpunkten aus (vgl. Tab. 6.2) und lässt sich schreiben als

$$R(d) = e^{-\alpha_1 d^{\alpha_2}}. \quad (6.4)$$

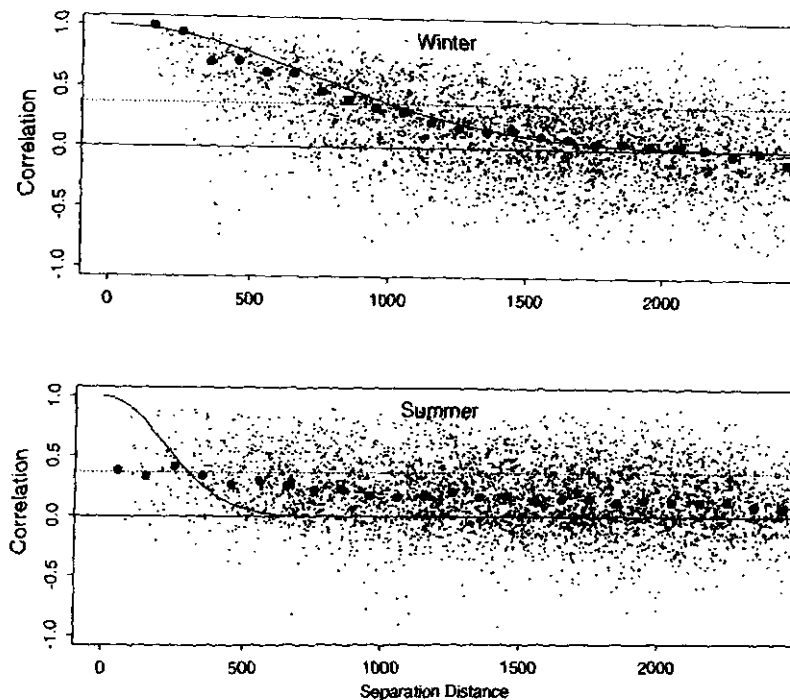
Hierbei ist  $d$  wieder der Abstand zwischen den Datenpunkten und  $\alpha_1, \alpha_2$  sind die durch Iteration zu bestimmenden Koeffizienten.

Die so ermittelten Korrelationslängen, die im Winter bei etwa 1000 km und im Sommer bei etwa 700 km liegen, werden mit den entsprechenden Korrelationslängen von Rigor et al. (2000) in Abb. 6.5 verglichen. Da es sich bei den Modellergebnissen um Temperaturen für eine Gitterzelle handelt, sind die Felder geglättet. Hinzu kommt, dass im Gegensatz zu den Beobachtungen keine Messfehler die Daten verrauschen und auf dem gesamten Gitter, d.h. für jeden Abstand, Werte vorhanden sind. Insgesamt ist der Zusammenhang zwischen Abstand und Korrelation für die REMO-Ergebnisse deshalb sehr viel besser. Die Korrelation der gemittelten Korrelationslängen mit den angepassten räumlichen Korrelationsfunktionen ist im Sommer mit 0.993 am größten.



**Abbildung 6.4:** Mittlere Korrelation in 100 km-Klassen zwischen allen Punktpaaren (ohne Relaxationszone) für die Winter und Sommer der Jahre 1992 bis 1996. An die Punkte sind die Korrelationsfunktionen  $R(d) = e^{(-d^2/\alpha_1^2)}$  (rot) und  $R(d) = e^{-\alpha_1 d^{\alpha_2}}$  (blau) angepasst. Die horizontale Linie zeigt den Wert von  $1/e$ .

Aufgrund der geringeren Beobachtungsdichte der IABP-Daten existieren weniger Korrelationen für kleine Abstände. Damit wird auch die kurze Korrelationslänge von 300 km im Sommer von weniger Daten als in den Modellergebnissen gestützt. Die winterliche Korrelationslänge von 1000 km stimmt mit den Modellergebnissen überein. Der Zusammenhang mit der räumlichen Korrelationsfunktion ist hier auch deutlich besser als im Sommer.



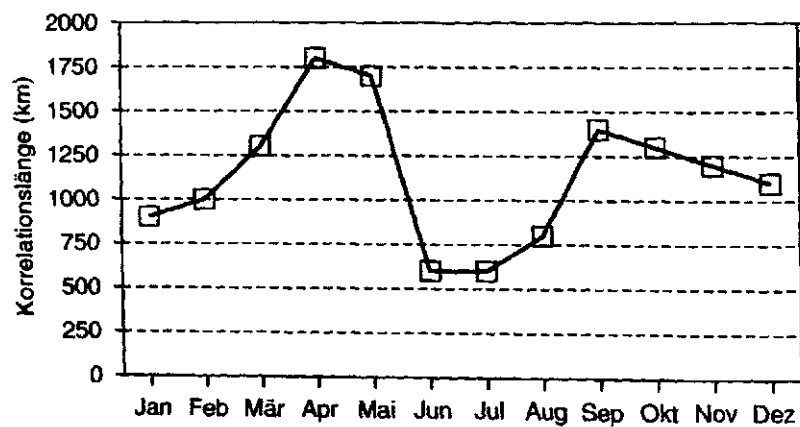
**Abbildung 6.5:** Korrelation zwischen unterschiedlichen Paaren von Landstationen an der Küste, Bojen und bemannten Stationen. Die großen Punkte zeigen die mittlere Korrelation in 100 km-Klassen. Die Kurve zeigt die idealisierte Korrelationsfunktion für Korrelationslängen von 1000 km (oben) und 300 km (unten) (aus Rigor et al., 2000). Die horizontale Linie zeigt den Wert von  $1/e$ .

Abb. 6.6 zeigt die auf 100 km gerundeten Korrelationslängen der 2 m Lufttemperatur ( $T_2$ ) als Monatsmittel der Modelljahre 1992 bis 1996.

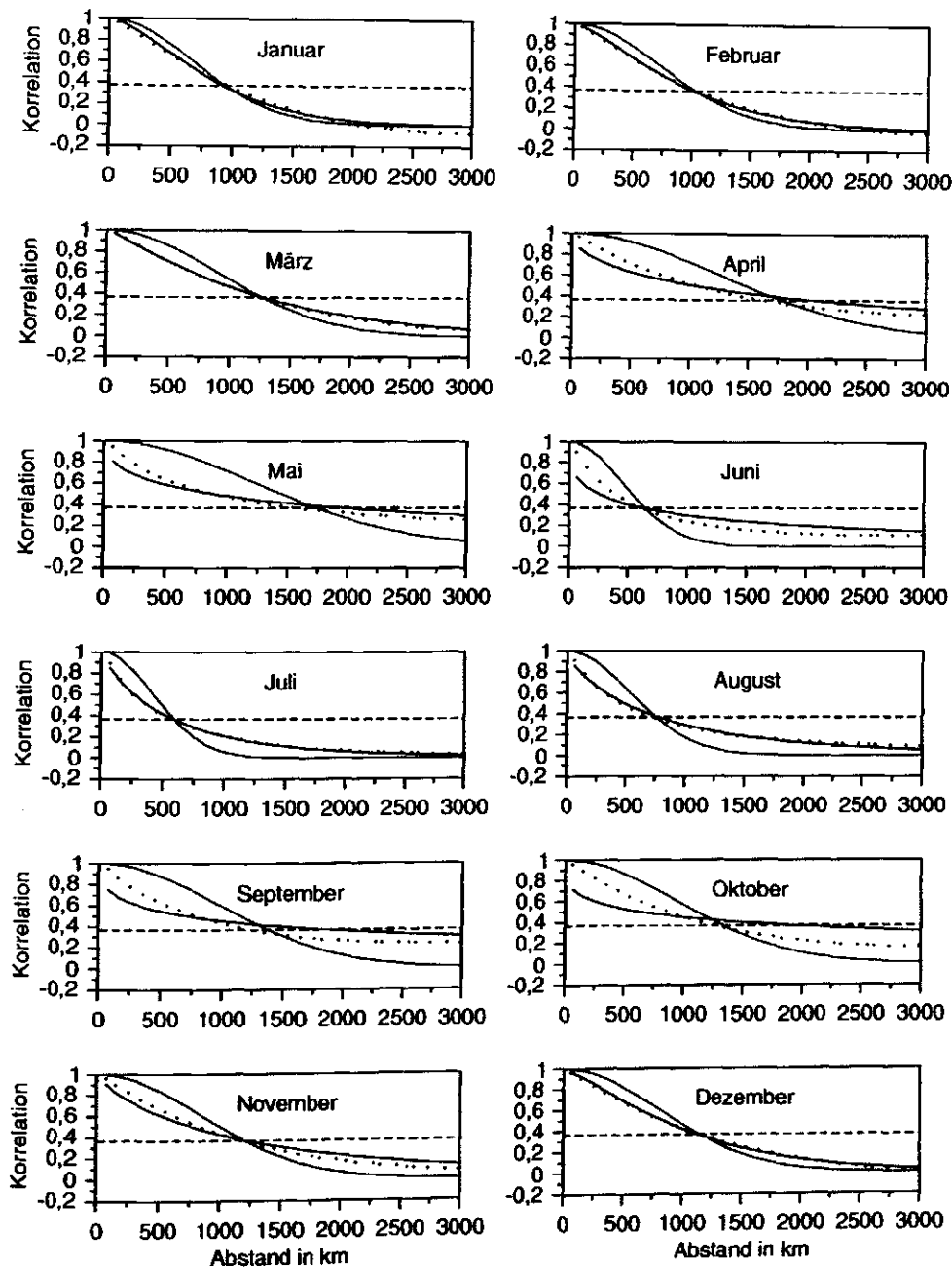
In Abb. 6.7 sind die zugehörigen räumlichen Korrelationsfunktionen der 2 m Lufttemperatur ( $T_2$ ) für die einzelnen Monate dargestellt. Verglichen werden dafür alle Datenpunkte, die nicht in der Relaxationszone liegen. Wie bei Rigor et al. (2000) werden ebenfalls 12 stündige Daten verwendet. Die Approximation der zwei Funktionen entspricht der in Abb. 6.4. Deutlich zu erkennen ist eine Abnahme der Korrelationslängen in den Sommermonaten Juni und Juli bis auf 600 km. Die längsten Korrelationslängen findet man im Frühjahr im Monat April mit 1800 km. Dies entspricht etwa der Statistik des IABP/POLES-Datensatzes. Dort findet man die kürzesten Korrelationslängen ebenfalls im Juni und Juli, die längsten mit 1300 km im Frühjahr und Herbst.

**Tabelle 6.2:** Parameter der räumlichen Korrelationsfunktionen aus Abb. 6.4. Monatliche Korrelationslängen (L) der 2 m Lufttemperatur ( $T_2$ ) aus einem REMO-Klimalauf der Jahre 1992 bis 1996.

Saison	Funktion	r	RMS	$\alpha_1$	$\alpha_2$
Winter	$R(d) = e^{-\alpha_1 d^{\alpha_2}}$	0.993	9.71	$7.44 \cdot 10^{-5}$	1.37323
	$R(d) = e^{-\frac{d^2}{\alpha_1}}$	0.986	1.12	1037.03	-
Sommer	$R(d) = e^{-\alpha_1 d^{\alpha_2}}$	0.987	1.28	$7.89 \cdot 10^{-3}$	0.74296
	$R(d) = e^{-\frac{d^2}{\alpha_1}}$	0.937	0.94	659.946	-



**Abbildung 6.6:** Monatliche Korrelationslänge (L) der 2 m Lufttemperatur ( $T_2$ ) aus einem REMO-Klimalauf der Jahre 1992 bis 1996. Die zugehörigen Korrelationsfunktionen zeigt Abb. 6.7.



**Abbildung 6.7:** Mittlere Korrelation in 100 km-Klassen zwischen allen Punktpaaren (ohne Relaxationszone) für alle Monate der Jahre 1992 bis 1997. An die Punkte sind die Korrelationsfunktionen  $R(d) = e^{(-d^2/a_1^2)}$  (rot) und  $R(d) = e^{-a_1 \cdot d^{a_2}}$  (blau) angepasst. Die horizontale Linie zeigt den Wert von  $1/e$ .

## 6.4 2 m Temperatur 1996

Der direkte Vergleich der gemessenen mit den modellierten Oberflächentemperaturen bietet eine weitere Möglichkeit REMO anhand des IABP/POLES-Datensatzes zu validieren. Mit den REMO-Simulationen im Klima-Mode ist ein Vergleich einzelner Jahre allerdings wenig sinnvoll, da sich REMO vom großskaligen Wettergeschehen entkoppeln kann und damit einzelne synoptische Systeme sowohl zeitlich auch als räumlich nicht mehr realistisch wiedergegeben werden können (vgl. Kap. 3.1.2). In einem weiteren Modelllauf wird deshalb das Jahr 1996 mit REMO im Vorhersage-Mode simuliert und mit den von Rigor et al. (2000) interpolierten Temperaturfeldern verglichen. Da bereits seit 1992 die neueren, strahlungsgeschützten Thermometer eingesetzt werden, ist nur mit geringen Messfehlern zu rechnen. Um die Simulationen im Vorhersage- und Klima-Mode vergleichen zu können, wird auch hier die ECHAM-4-Physik verwendet.

Um die Güte des auf Beobachtungen basierenden Feldes zu beurteilen, ist in Abb. 6.8 repräsentativ für das Jahr 1996 die Position der Beobachtungsstationen am 1. August dargestellt. Noch besser als in Abb. 6.1 wird hier die unregelmäßige Verteilung der Beobachtungen deutlich. Nur im amerikanischen und zentralen Bereich des Arktischen Ozeans ist eine höhere Datendichte zu erkennen. Bereits Rigor et al. (2000) weisen auf die großen Unsicherheiten des IABP/POLES-Datensatzes über Grönland und im Nordatlantik hin. Da dort nur Stationen an der Küste vorhanden sind, werden die gemessenen Temperaturen über weite Bereiche mit grundlegend verschiedenen klimatischen Bedingungen interpoliert. Auf diese Weise wird weder auf Grönland die Topographie noch im Nordatlantik der maritime Einfluss berücksichtigt.

Ist Kap. 6.3 noch ein Vergleich der an einzelnen Beobachtungspunkten abgeleiteten Statistik mit der Modellstatistik, werden jetzt die interpolierten Temperaturen des IABP/POLES-Datensatzes mit REMO verglichen. Daher werden jetzt die Fehler aufgrund geringer Beobachtungsdichte deutlich.

Abb. 6.9 ist ein Differenzenbild (REMO-IABP) der mittleren 2 m Temperaturen des Jahres 1996 über Wasser. Zunächst fallen die deutlichen Unterschiede im Bereich des gesamten subpolaren Nordatlantiks bis in die Grönland- und Barents-See auf. Dies ist auf die bereits erwähnten fehlenden Beobachtungen zurückzuführen. Im Küstenbereich, wo Beobachtungen vorhanden sind, werden die Differenzen entsprechend wieder kleiner. Von Interesse sind allerdings die Gebiete mit ausreichend Beobachtungen, d.h. die zentrale Arktis und die Beaufort-See. In diesen Bereich ist REMO im Jahresmittel um bis zu 3 K zu kalt. Eine mögliche Ursache ist der fehlende Wärmefluss durch die Meereisdecke.

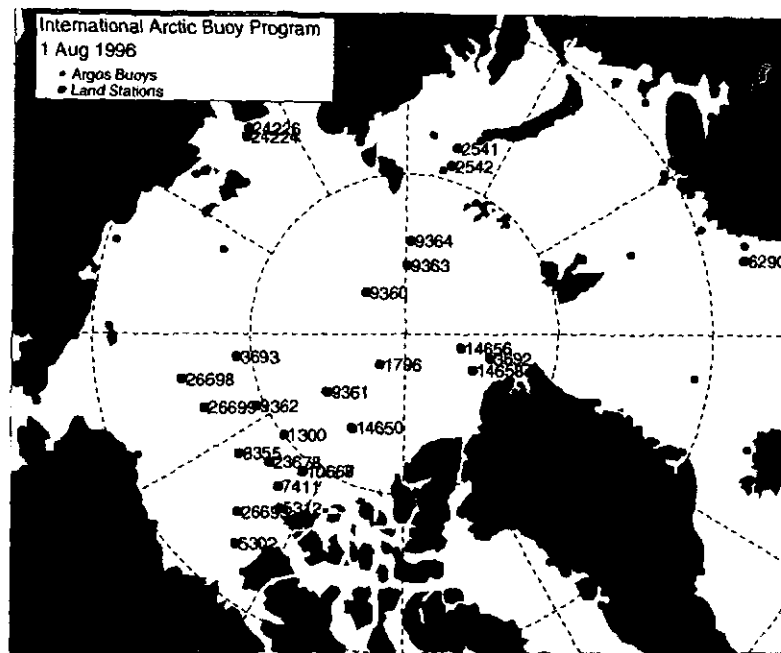


Abbildung 6.8: Verteilung der ARGOS Bojen (nummerierte Punkte) und Landstationen am 1. August 1996 (IABP: <http://iabp.apl.washington.edu>).

## 6.5 Diskussion

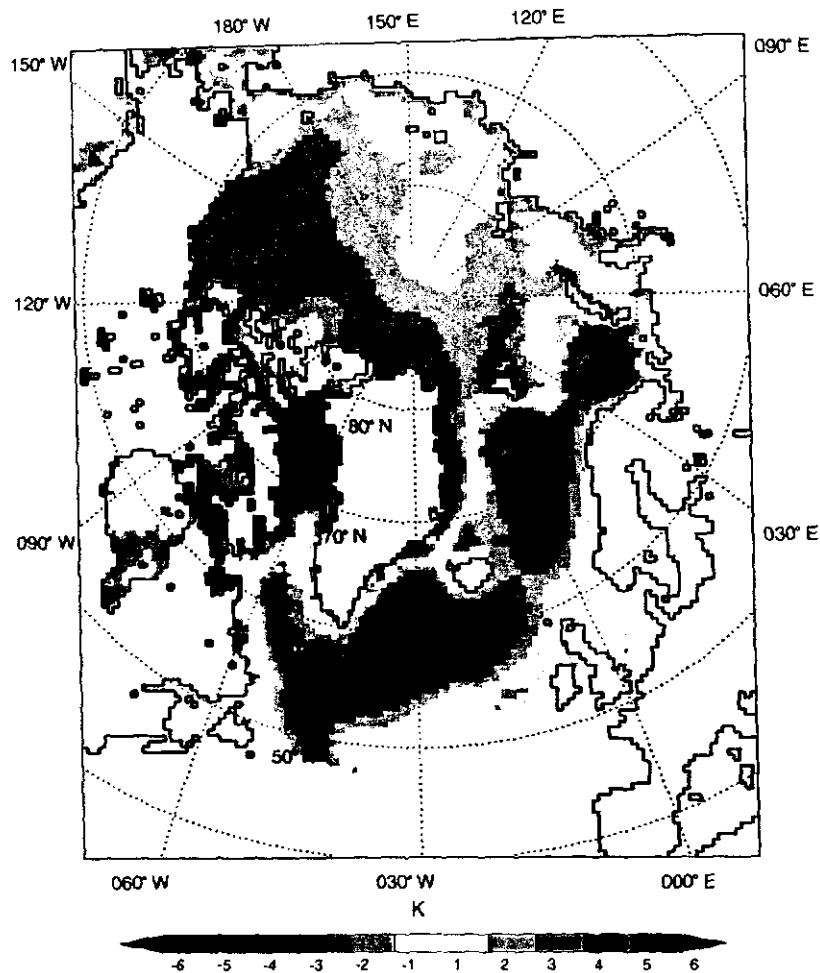
Mit dem IABP/POLES-Datensatz von Rigor et al. (2000) steht ein konsistenter Datensatz der 2 m Lufttemperatur im Bereich der Arktis zur Verfügung. Der statistische Vergleich mit einem REMO Klimalauf in Kap. 6.3 zeigt gute Übereinstimmungen.

Da die verglichenen Landstationen Barrow und Indian Mountain in Alaska im Randbereich des Modells liegen, ist ein Einfluss der Randdaten nicht auszuschließen. Die Messungen aus der zentralen Arktis liegen dagegen weiter im Modellinnern und sind damit weniger abhängig von den Antriebsdaten.

Während sich die Statistik des IABP/POLES-Datensatzes auf den Zeitraum 1979 bis 1996 bezieht, werden mit REMO nur die Jahre 1992 bis 1996 simuliert. Dies kann einen Einfluss auf die Statistik haben. Während des Beobachtungszeitraumes werden die Messmethoden geändert. Die neueren strahlungsgeschützten Bojen kommen beispielsweise erst seit 1992 zum Einsatz. Auch die klimatischen Verhältnisse haben sich in diesem Zeitraum geändert (vgl. Kap. 2.2). So weisen die Jahresmittel der Bodentemperatur nördlich von 40° N für den Zeitraum 1966 bis 1995 deutliche regionale Trends bis



## 2m Bodentemperatur (REMO-IABP)



**Abbildung 6.9:** Differenz der mittleren 2 m Lufttemperaturen des Jahres 1996 in K (REMO-IABP). Die Landflächen sind ausgeblendet.

0.5°C auf (Serreze et al., 2000). Dies muss bei der Betrachtung der Unterschiede zwischen Modell- und Beobachtungsstatistik berücksichtigt werden.

Der Vergleich einzelner Jahre ist problematisch. Der IABP/POLES-Datensatz weist in vielen Regionen für einzelne Jahre beträchtliche Beobachtungslücken auf, die sich in entsprechend großen Differenzen zwischen Beobachtungsdatensatz und Modell niederschlagen. Aber auch in Bereichen höherer Datendichte unterschätzt REMO die Temperaturen über Meereis, da wichtige Größen wie Flüsse durch Eis oder *leads* nicht be-

rücksichtigt werden. Die Kopplung mit einem Meereismodell mit Berechnung der Flüsse für eine durchbrochene Meereisdecke ist deshalb sinnvoll.

# 7. Süßwassereintrag in den subpolaren Nordatlantik

## 7.1 Einleitung

Neben dem Nettowärmefluss hat der Süßwassereintrag in den Ozean einen großen Einfluss auf die Stabilität der Deckschicht (vgl. Kap. 2.2.1 und 2.2.2). Deshalb ist eine genaue Kenntnis der Niederschlagsverteilung und -variabilität gerade in den Konvektionsgebieten der Labrador- und Grönland-See wichtig, um die lokalen Wechselwirkungsprozesse zwischen Ozean und Atmosphäre in diesen Regionen besser zu verstehen. Niederschlagsklimatologien sind zudem wichtig für die Modellvalidierung und -entwicklung, da simulierte Niederschlagsverteilungen und Beobachtungen auch heute häufig voneinander abweichen (Yang, 1999).

Der Süßwassereintrag in den Ozean setzt sich aus mehreren Komponenten zusammen:

- ▷ Niederschlag - Verdunstung,
- ▷ Oberflächenabfluss (Regen, schmelzender Schnee, schmelzendes Eis),
- ▷ Abschmelzen von Meereis und
- ▷ Kalben und Schmelzen von Gletschern.

Niederschlag, Verdunstung und Oberflächenabfluss werden direkt in REMO berechnet (vgl. Kap. 3.2.3). Die Netto-Gefrierate lässt sich mit einem Meereismodell berechnen (z.B. Hilmer, 2001). Zum Anteil der grönländischen Gletscher am Süßwassereintrag durch abbrechendes Eis (Kalben) gibt es nur wenige Abschätzungen. Janssens und Huybrechts (2000) geben für Grönland den Süßwassereintrag durch Eisberge mit ca.  $300 \text{ km}^3$  pro Jahr an. Verglichen mit der Antarktis ist dieser Beitrag etwa eine Größenordnung kleiner. So entsprechen die außergewöhnlich großen Eisberge des Jahres 2000 in der Antarktis etwa  $4000 \text{ km}^3$  Süßwasser.

## 7.2 Niederschlag

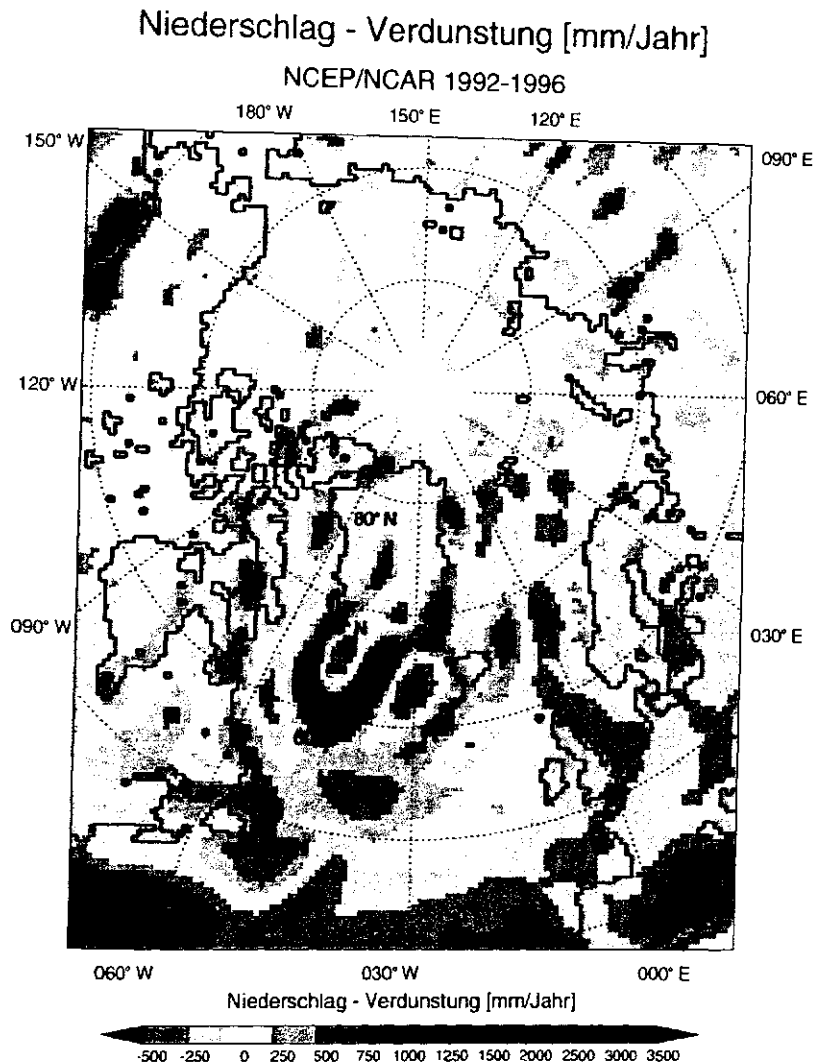
Die Niederschlagsverteilungen in der Arktis und über Grönland, sowie Angaben zur zeitlichen und räumlichen Variabilität sind mit großen Unsicherheiten behaftet. Dies ist auf die geringe Beobachtungsdichte zurückzuführen, die sich für den Arktischen Ozean auf Messungen der Schneetiefe beschränkt. Die Niederschlagsmessgeräte auf Inseln, im Küstenbereich und im Inland unterschätzen den Niederschlag meist, da bei hohen Windgeschwindigkeiten nur ein Bruchteil des Schnees eingefangen wird (Ohmura und Reeh, 1991). Hinzu kommt eine hohe räumliche Variabilität auf Grund orographischer Effekte in alpinen Regionen.

Niederschlagsverteilungen über dem Ozean basieren hauptsächlich auf Schiffsbeobachtungen. Abseits der Hauptschifffahrtsrouten nimmt die Beobachtungsdichte stark ab. Hinzu kommt, dass die gebräuchlichen Niederschlagsmessinstrumente äußerst sensitiv auf Windgeschwindigkeit, Seegang und Umströmung der Schiffsaufbauten reagieren und dadurch Fehler auftreten.

Eine gute Möglichkeit aus wenigen Beobachtungen dennoch Felder hoher zeitlicher und räumlicher Auflösung abzuleiten, bietet der Einsatz numerischer Analyseverfahren und Modelle.

### 7.2.1 Vergleich mit NCEP/NCAR-Reanalysen

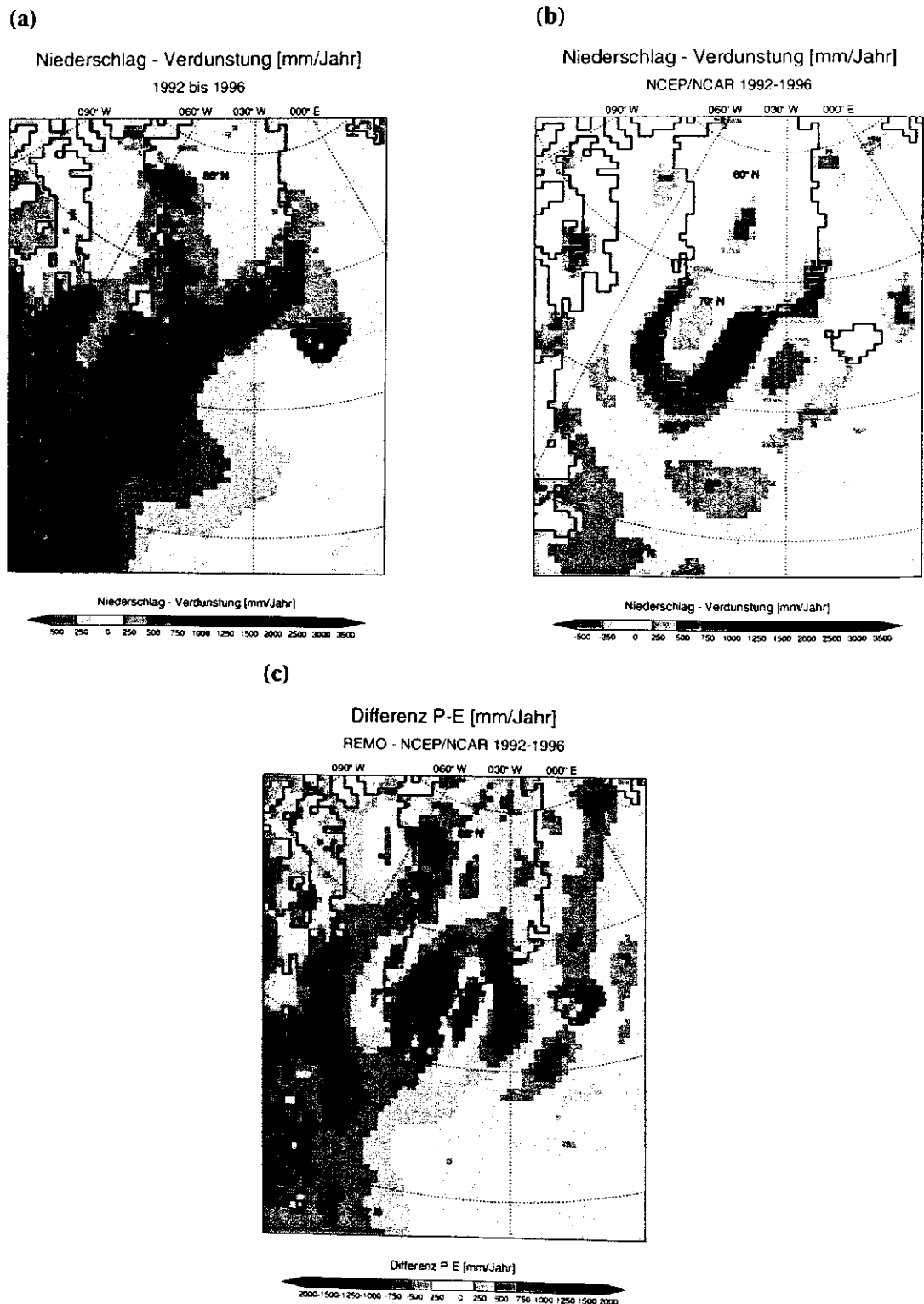
Der Niederschlag der NCEP/NCAR-Reanalysen ist in hohen Breiten fehlerbehaftet. In Abb. 7.1 ist das mittlere Feld der Differenz Niederschlag minus Verdunstung ( $P - E$ ) der Jahre 1992 bis 1996 auf dem REMO-Modellgitter dargestellt. Man erkennt ein um den Pol zentriertes Wellenmuster. Dies ist ein numerisches Artefakt und auf die spektrale Formulierung im NCEP/NCAR-Reanalysemodell zurückzuführen. Damit verbundene Fehler der relativen Feuchte werden in einem Vergleich mit Beobachtungen in Kap. 5.2.4 näher untersucht.



**Abbildung 7.1:** Jahresmittel von Niederschlag minus Verdunstung der Jahre 1992 bis 1996 in mm/Jahr der NCEP/NCAR-Reanalysen auf dem gesamten Modellgebiet.

Ein Vergleich der mit REMO modellierten mittleren P-E-Felder der Jahre 1992 bis 1996 mit den NCEP/NCAR-Reanalysen macht den Einfluss der höher aufgelösten Topographie in REMO deutlich (Abb. 7.2). Dargestellt sind für den subpolaren Nordatlantik einschließlich Grönland die Ergebnisse einer Simulation mit REMO im Klima-Mode (a), die NCEP/NCAR-Reanalysen (b) und die Differenz der beiden Felder (c).

Aus Abb. 7.2 wird ersichtlich, dass REMO weit mehr als als eine reine Interpolation der Antriebsdaten ist. Der erhöhte orographische Einfluss an den Küsten Grönlands und Is-



**Abbildung 7.2:** Jahresmittel von Niederschlag minus Verdunstung der Jahre 1992 bis 1996 in mm/Jahr von (a) REMO, (b) NCEP/NCAR und (c) die Differenz REMO-NCEP.

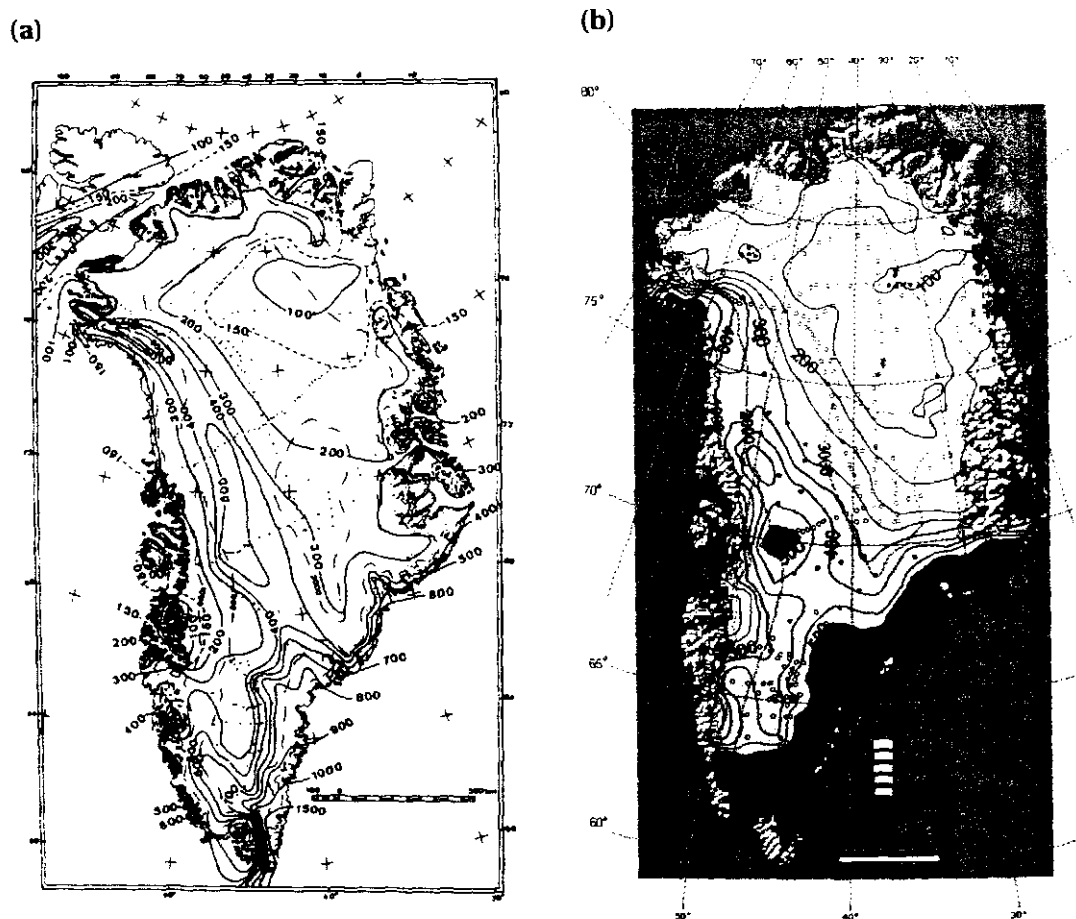
lands ist gut zu erkennen. Die Wellenmuster der NCEP/NCAR-Renanalysen lassen sich in den REMO-Ergebnissen nicht wiederfinden, so dass diese im Differenzenbild 7.2 (c) stark hervortreten. In der Labrador- und Grönland-See sind die P-E-Werte bis zu 750 mm pro Jahr größer als bei NCEP/NCAR. Das Niederschlagsmaximum im Südosten Grönlands liegt bei REMO dichter an der Küste und zeigt ein zweites Maximum weiter im Süden bei ca. 62° N.

### 7.2.2 Niederschlag über Grönland

Ohmura und Reeh (1991) und Csathó et al. (1997) leiten aus glaziologischen Daten die räumliche Verteilung des langfristigen Akkumulationsfeldes über Grönland ab. Die Akkumulation setzt sich zusammen aus Niederschlag, Verdunstung, Sublimation und Schnee-Drift und stimmt deshalb nicht mit den aufsummierten Niederschlägen eines Jahres überein. Ohmura und Reeh (1991) zeigen, dass die aufsummierten Niederschläge etwa 7% über den Akkumulationen liegen. Die räumliche Verteilung wird von allgemein hohen Werten entlang der Südostküste mit einer signifikanten Abnahme der Akkumulation mit zunehmender Höhe im zentralen Inlandeis dominiert. Die Akkumulationen von Ohmura und Reeh (1991) in Abb. 7.3 (a) zeigen ein weiteres Niederschlagsmaximum an der Westküste etwa zwischen Jacobshavn (70° N, 47° W) und nordwestlich von Thule (77° N, 68° W). Dieses Maximum belegen hauptsächlich Messungen der *Swiss Greenland Expedition* zwischen 1912 und 1913. Bei Hinzunahme neuerer Eisbohrkerne ist dieses zweite Niederschlagsmaximum nur noch stark abgeschwächt zu erkennen. Abb. 7.3 (b) von Bales et al. (2001) zeigt eine Karte der Akkumulation über Grönland, in der eine Reihe aktueller Beobachtungen berücksichtigt werden.

Vergleicht man beide Karten ergeben sich große Übereinstimmungen hinsichtlich der räumlichen Verteilung und Höhe der Akkumulationen. Es lassen sich drei Bereiche unterscheiden. Hohe Akkumulationen über 600 mm pro Jahr findet man entlang der Südostküste Grönlands. Zwei weitere Maxima befinden sich an der Westseite bei 70° N und 77° N. In den hoch gelegenen Gebieten im Norden und Nordosten überwiegen geringe Akkumulationen zwischen 100 und 200 mm pro Jahr. In der Karte von Ohmura und Reeh (1991) deutet sich eine starke Zunahme der Akkumulation bis 1500 mm pro Jahr zur Südostküste hin an.

Die Abb. 7.2 (a) zeigt eine ähnliche Verteilung wie Abb. 7.3. Die wichtigsten Merkmale wie z.B. die Lage der Niederschlagsmaxima und die allgemein niedrigen Niederschläge im Nordosten werden vom Modell wiedergegeben. Insgesamt liegen die simulierten Niederschläge allerdings deutlich über den aus Beobachtungen abgeleiteten Akkumulationen. Während die maximalen Akkumulationen im Südwesten Grönlands bis



**Abbildung 7.3:** Akkumulation auf dem grönländischen Eisschild in mm pro Jahr von Ohmura und Reeh (1991) (a) und Bales et al. (2001) (b). Die einzelnen Punkte bezeichnen die Positionen der Bohrkernkerne, die zur Erstellung der Karten verwendet wurden.

1500 mm pro Jahr erreichen, findet man bei REMO lokale Niederschlagsmaxima bis 3500 mm pro Jahr.

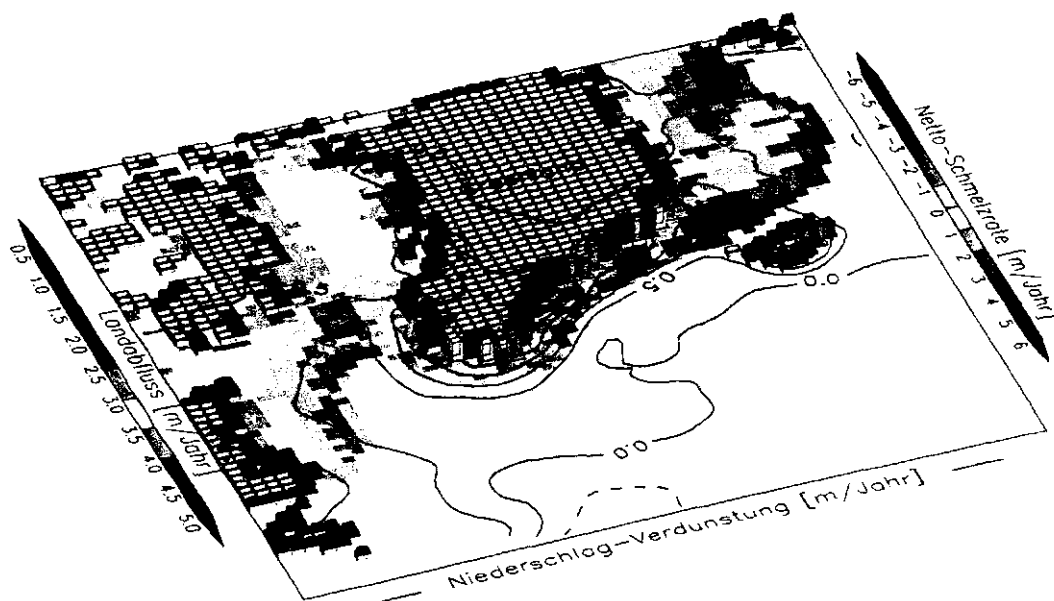
### 7.3 Oberflächenabfluss

Neben Niederschlag und Verdunstung liefert REMO auch den Oberflächenabfluss. Diese Größe wird in der ECHAM4-Physik jedoch nur in einem lokalen Abfluss-Schema für einzelne Gitterzellen berechnet. Wie in einem *bucket model* (Manabe, 1969) wird Niederschlag bei Sättigung der Gitterzelle als Abfluss betrachtet. Zusätzlich berücksichtigt



ein Strukturparameter die subskalige Topographie, d.h. die Steilheit des Geländes innerhalb einer Gitterzelle. Ein Routing-Schema, das ein von der Topographie abhängigen Austausch des Abflusses zwischen den einzelnen Gitterzellen ermöglichen würde, existiert nicht. Demzufolge ist der Oberflächenabfluss in REMO nur bedingt mit realen Abflussdaten vergleichbar.

Der gesamte Süßwassereintrag aus Niederschlag minus Verdunstung, Oberflächenabfluss der Küstengitterpunkte und Abschmelzen von Meereis zeigt die Abb. 7.4. Die Netto-Schmelzraten sind Ergebnisse eines Meereismodells für den gleichen Zeitraum 1992 bis 1996 (Hilmer, pers. Mitteilungen).

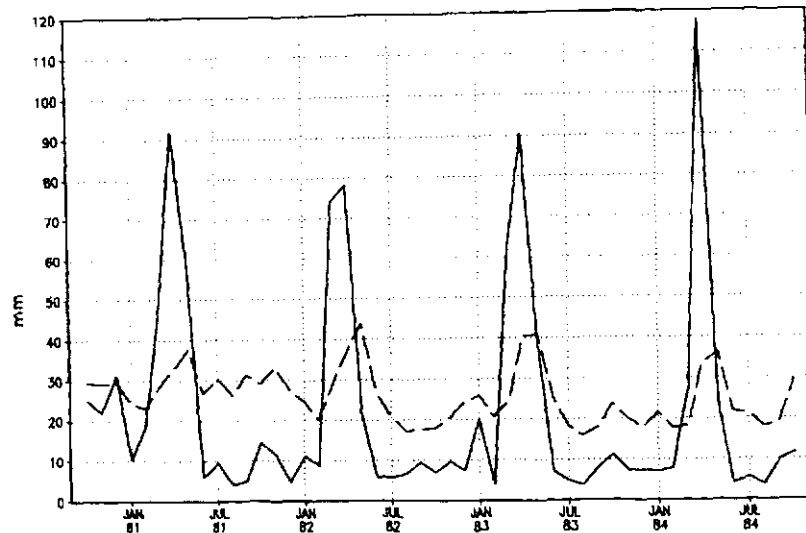


**Abbildung 7.4:** Der Süßwassereintrag im Bereich der Labrador- und Grönland-See der Jahre 1992 bis 1996 in m/Jahr. Niederschlag minus Verdunstung (grüne Konturlinien) und Oberflächenabfluss der Küstengitterpunkte (farbige Säulen) sind REMO-Ergebnisse einer Simulation im Klima-Mode. Die Netto-Schmelzrate (farbige Flächen) wurde mit einem Meereismodell simuliert (Hilmer, pers. Mitteilungen).

Der Südosten Grönlands geht aus Abb. 7.4 deutlich als die Region mit dem größten Süßwassereintrag hervor. Alle drei Komponenten erreichen dort maximale Werte. Beim Oberflächenabfluss ist ein deutlicher Nord-Süd-Gradient zu erkennen mit den größten Abflüssen im Süden.

Jacob (2001) vergleicht mit REMO simulierte Oberflächenabflüsse im Einzugsgebiet

der Ostsee mit beobachteten Abflüssen (Abb. 7.5). Aufgrund des fehlenden Routing-Schemas wird der Jahresgang verstärkt, da regulierende Effekte von Flüssen und Seen nicht berücksichtigt werden.



**Abbildung 7.5:** Zeitserie des beobachteten (gestrichelt) und mit REMO simulierten (durchgezogen) monatlichen Abflusses in mm über dem Wassereinzugsgebiet der Ostsee aus Jacob (2001).

## 7.4 Diskussion

Eine Überschätzung des Niederschlags bei Simulationen mit REMO im Klima-Mode über dem BALTEX-Gebiet wurde bereits von Jacob (2001) festgestellt. Es existieren eine Reihe von möglichen Ursachen, die für diese Überschätzung des Niederschlags in Frage kommen.

Eine Möglichkeit sind synoptische Systeme, die sich innerhalb des Modells bilden und mit erhöhten Niederschlägen verbunden sind. Eine Ensemble-Simulation in Kap. 8 zeigt die hohe interne Variabilität des Modells, die auch durch verstärkte Tiefdruckaktivität hervorgerufen werden kann. In Kap. 5 wird die unrealistisch hohe Feuchte in den Antriebsdaten angesprochen, die auch zu erhöhten Niederschlägen führen kann. Bereits Giorgi et al. (1994) weisen darauf hin, dass bei stärkeren Vertikalbewegungen aufgrund steilerer Topographie orographische Niederschläge schnell überschätzt werden. Problematisch können auch die physikalischen Parametrisierungen sein, die di-

rekt aus dem niedriger aufgelösten Modell ECHAM-4 übernommen werden und eine skalenabhängige Korrektur benötigen. Stendel und Roeckner (1998) zeigen, dass mit zunehmender Auflösung im GCM ECHAM-4 die systematischen Fehler nicht automatisch reduziert werden, da einige Parametrisierungen von der Auflösung abhängig und im Allgemeinen bei geringer Auflösung optimiert worden sind.

Jacob (2001) berichtet von einer Inkonsistenz zwischen den Feldern des Wolkenflüssigwassers, der Gesamtbedeckung und Strahlung in REMO. Erste Tests in mittleren Breiten zeigen, dass die Korrektur dieser Inkonsistenz zu einer geringeren Erwärmung in den Sommermonaten führt. Eine Abnahme des Niederschlags erscheint ebenso wahrscheinlich. In welchem Maße sich dieser Fehler in höheren Breiten auswirkt ist noch offen.

Wenn es gelingt, die Ursachen der erhöhten Niederschläge herauszufiltern, lassen sich mit REMO konsistente Niederschlags- und Verdunstungsfelder simulieren. Mit einem verbessertem Bodenmodell und Netto-Gefrieraten aus einem Meereismodell können dann Abschätzungen des Gesamtsüßwassereintrags in die Labrador- und Grönland-See gemacht werden.

## 8. Rauigkeit an der Meereiskante

### 8.1 Einleitung

Die Rauigkeit des Untergrundes hat einen entscheidenden Einfluss auf die Austauschprozesse in der bodennahen Grenzschicht. Eine erhöhte Rauigkeit verstärkt den turbulenten Austausch. Die Windschubspannung (engl. *drag*) wird häufig in drei räumliche Skalenbereiche aufgeteilt:

- ▷ Der **Reibungswiderstand** am Boden (engl. *frictional skin drag*), lässt sich aus der molekularen Diffusion von Impuls an einer Grenzfläche ableiten. Gewöhnlich werden kleine Hindernisse, wie z.B. Gras oder Sand als Reibungswiderstand parametrisiert.
- ▷ Der **Formwiderstand** (engl. *form drag*) ergibt sich aus dem dynamischen Druck eines größeren Gegenstandes (z.B. ein Haus oder ein Berg), an dem eine Luftströmung abgebremst wird.
- ▷ Der **Wellenwiderstand** (engl. *wave drag*) beruht auf dem Impulstransport in Schwerewellen in statisch stabiler Luft, wie es z.B. an Gebirgen häufig der Fall ist. Aufgrund der großen räumlichen Skala von mehreren 100 km werden diese Wellen in REMO im dynamischen Teil behandelt (vgl. Kap. 3.2.2).

Das Maß für die Rauigkeit des Untergrundes ist in REMO die aerodynamische Rauigkeitslänge ( $z_0$ ). Sie ist in der Größenordnung von cm über Wiesen und Feldern und im Bereich von m über Wäldern. Dieses Rauigkeitsmaß basiert auf der Windscherung in der Grenzschicht und ist somit ein integraler Wert der einzelnen Rauigkeitselemente am Boden.

Bereits Arya (1975) schlägt die Aufteilung der Schubspannung in Oberflächenreibung und Formwiderstand vor. Eine „effektive“ bzw. „großskalige Rauigkeitslänge“ wird von Stössel und Claussen (1993) zur Beschreibung der Rauigkeit einer durchbrochenen Eisscholle eingeführt. Diese setzt sich zusammen aus dem lokalen Reibungswiderstand der Eisschollen und des offenen Wassers und einem Formwiderstand, der von der Freibordhöhe und Größe der Eisschollen und den Presseisrücken abhängig ist.

In REMO wird eine konstante Rauigkeit ( $z_0=0.001$  m) für eisbedeckte Flächen angenommen. Diese ist für Flächen mit vollständiger Eisbedeckung realistisch, bei geringerer Eiskonzentration jedoch zu niedrig.

In diesem Kapitel wird nun der Einfluss einer erhöhten Rauigkeit im Bereich der Meereiskante (engl. *marginal ice zone* – MIZ) untersucht.

## 8.2 Rauigkeit über Meereis

In REMO sind Rauigkeitslängen für unterschiedliche Bodentypen vordefiniert und stehen über eine Bodenbibliothek für jeden Gitterpunkt zur Verfügung. Über Wasser wird die Rauigkeit mit Hilfe der CHARNOCK-Formel parametrisiert. Es gilt

$$z_0 = \alpha \frac{u_*^2}{g}, \quad (8.1)$$

wobei  $\alpha$  die CHARNOCK-Konstante,  $u_*$  die Schubspannungsgeschwindigkeit und  $g$  die Schwerkraftbeschleunigung sind.

Bei Messungen der Rauigkeit wird dagegen häufig der Schubspannungskoeffizient ( $C_d$ ) angegeben. Dieser lässt sich unter bestimmten Voraussetzungen in die aerodynamische Rauigkeitslänge ( $z_0$ ) umrechnen.

### 8.2.1 Schubspannungskoeffizient und aerodynamische Rauigkeitslänge

Die Schubspannung an einer Oberfläche ( $\tau_{zx}$ ) wird häufig aus Windgeschwindigkeitsmessungen abgeschätzt und als Funktion des Schubspannungskoeffizienten ( $C_d$ ) angegeben:

$$\tau_{zx} = C_d \rho \bar{u}^2, \quad (8.2)$$

wobei  $\bar{\rho}$  die mittlere Luftdichte und  $\bar{u}$  die mittlere Windgeschwindigkeit sind. Der Schubspannungskoeffizient hängt neben der Rauigkeit des Untergrundes zusätzlich von der Höhe und der Stabilität der Schichtung ab. Bei neutraler Schichtung und bekannter Höhe lässt sich aus dem Schubspannungskoeffizienten die aerodynamische Rauigkeitslänge ( $z_0$ ) ableiten.

Die gemittelten NAVIER-STOKES-Gleichungen ergeben unter Berücksichtigung der Austausch-Theorie (Prandtl, 1937) für die Schubspannung an einer Oberfläche

$$\tau_{zx} = \bar{\rho}(\nu + K_m) \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} , \quad (8.3)$$

wobei die  $x$ -Richtung der Windrichtung entspricht,  $\nu$  die molekulare sowie  $K_m$  die turbulente Viskosität der Luft und  $\partial \bar{u} / \partial z$  die partielle Änderung der gemittelten horizontalen Windgeschwindigkeit mit der Höhe sind (Blackadar, 1997).

Für eine neutral geschichtete Bodenschicht lässt sich dann die vertikale Änderung des Windes ableiten. Unter Vernachlässigung der molekularen Viskosität vereinfacht sich Glg. 8.3 zu

$$\tau_{zx} = \bar{\rho} K_m \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} . \quad (8.4)$$

Die turbulente Viskosität  $K_m$  hat die Einheit  $\text{ms}^{-1} \times \text{m}$ . Über eine entsprechende charakteristische Geschwindigkeit und Länge lässt sich nun ein Ausdruck für  $K_m$  ableiten. Für die Schubspannung  $\tau_{zx}$  gilt mit der höhenunabhängigen Schubspannungsgeschwindigkeit ( $u_*$ )

$$\tau_{zx} = \bar{\rho} u_*^2 . \quad (8.5)$$

Beobachtungen zeigen, dass die Schubspannungsgeschwindigkeit ein gutes Maß für die in der Austausch-Theorie benötigte Geschwindigkeitsskala ist. In der Austausch-Theorie muss zudem die maximale Größe der Wirbel bekannt sein. Diese ist durch die Höhe  $z$  gegeben, da der Abstand zum Untergrund eine natürliche obere Grenze der Wirbelausdehnung ist. Für die turbulente Viskosität gilt dann

$$K_m = k u_* z , \quad (8.6)$$

wobei  $k=0.4$  die dimensionslose experimentell bestimmte VON KARMAN-Konstante ist. Mit Hilfe der Glg. 8.4 und Glg. 8.5 erhält man jetzt einen Ausdruck für die dimensionslose Windscherung

$$\phi_m = \frac{kz}{u_*} \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} = \frac{k}{u_*} \frac{\partial \bar{u}}{\partial \ln z} . \quad (8.7)$$

Integration der Glg. 8.7 ergibt das bekannte logarithmische Windprofil

$$\bar{u} = \frac{u_*}{k} \ln \frac{z}{z_0} , \quad (8.8)$$

wobei  $z_0$  die Höhe ist, in der die berechnete Windgeschwindigkeit auf Null geht und die der oben genannten aerodynamischen Rauigkeitslänge entspricht. Mit Glg. 8.2, Glg. 8.5 und Glg. 8.8 erhält man nun eine einfache Beziehung zwischen dem Schubspannungskoeffizienten  $C_d$  und  $z_0$  für eine neutrale geschichtete Grenzschicht:

$$z_0 = \frac{z}{e \sqrt{C_d}} \quad (8.9)$$

### 8.2.2 Meereis in REMO

Meereis wird in der ECHAM-4 Physik nur rudimentär parametrisiert, da kein separates Meereis-Modell an den Atmosphärenteil angekoppelt ist. Eine Gitterzelle über dem Ozean, kann nur den Zustand Wasser oder Eis annehmen und wird als eisbedeckt betrachtet, wenn die Bodentemperatur unter  $-1.79^\circ\text{C}$  sinkt. Für diesen Gitterpunkt wird dann eine konstante Rauigkeitslänge von 0.001 m angenommen.

Bei geschlossener Eisdecke ist eine Rauigkeitslänge von  $z_0=0.001$  m ein realistischer Wert und entspricht etwa der Rauigkeit von einjährigem Eis. Speziell im Bereich der Meereiskante (engl. *marginal ice zone* — MIZ) findet man jedoch überwiegend eine durchbrochene Eisdecke mit Meereiskonzentrationen zwischen 0% und 100%. Neben dem Beitrag der Flächen offenen Wassers ist dann zusätzlich der Formwiderstand der Eisschollen zu berücksichtigen. Dieser wird nicht nur durch die Schollenkanten, sondern auch durch Presseisrücken beeinflusst, die durch Deformation bei Zusammenstößen zwischen den Schollen entstehen.

### 8.2.3 Messungen der Rauigkeit über Meereis

Experimente im Windkanal zeigen, dass der Formwiderstand vom Abstand der einzelnen Rauigkeitselemente abhängig ist (Marshall, 1971). Die Form der Rauigkeitselemente hat dagegen nur einen geringen Einfluss auf die Rauigkeit. Bereits hier wird ein Zusammenhang zwischen der Meereiskonzentration und der Rauigkeit deutlich. Es gibt eine Reihe von Rauigkeitsmessungen über unterschiedlichen Eistypen und Regionen. Eine Zusammenstellung über Eis gemessener Schubspannungskoeffizienten gibt Steiner (1999). Nur wenige Beobachtungen gehen auf den Zusammenhang zwischen Rauigkeit und Meereiskonzentration ein. Hartmann et al. (1994) und Mai et al. (1996) formulieren eine Abhängigkeit der Schubspannungskoeffizienten von Eiskonzentration, Eisschollengröße und -abstand. Für 55% Eiskonzentration im Bereich der Eisrandzone in der Framstraße bei neutraler Schichtung in 10 m Höhe geben Mai et al. (1996) den Schubspannungskoeffizienten mit  $2.8 \cdot 10^{-3}$  an. Dies entspricht gemäß Glg. 8.9 ungefähr

einer aerodynamischen Rauigkeitslänge  $z_0=0.005\text{ m}$  und damit dem Fünffachen der in REMO verwendeten Rauigkeit.

### 8.3 Simulation der Meereiskante

Um die Frage zu beantworten, welchen Einfluss die Unterschätzung der Rauigkeit am Eisrand in REMO auf die Modellergebnisse hat, werden die Monate Januar und Februar 1997 mit erhöhter Rauigkeit simuliert. Pagowski und Moore (2001) zeigen bei der Untersuchung eines Kaltluftausbruchs in der Labrador-See, dass bei Berücksichtigung der MIZ in einem Regionalmodell die Struktur der Grenzschicht und die Oberflächenflüsse realistischer simuliert werden können.

Da in den Simulationen keine Eiskonzentrationen vorliegen, wird eine „künstliche“ MIZ über die Oberflächentemperatur definiert. Für den simulierten Zeitraum liegt ein geeigneter Temperaturbereich zwischen  $-2^\circ\text{C}$  bis  $+1^\circ\text{C}$ . In Abb. 8.1 ist die so erzeugte „Eiskante“ für den 2. Januar 1997 dargestellt. Da die Simulation im Klima-Mode gerechnet und nur der allgemeine Effekt erhöhter Rauigkeit studiert wird, sind mögliche Differenzen zwischen künstlicher und realer Eiskante von geringer Bedeutung (vgl. Kap. 3.1.2).

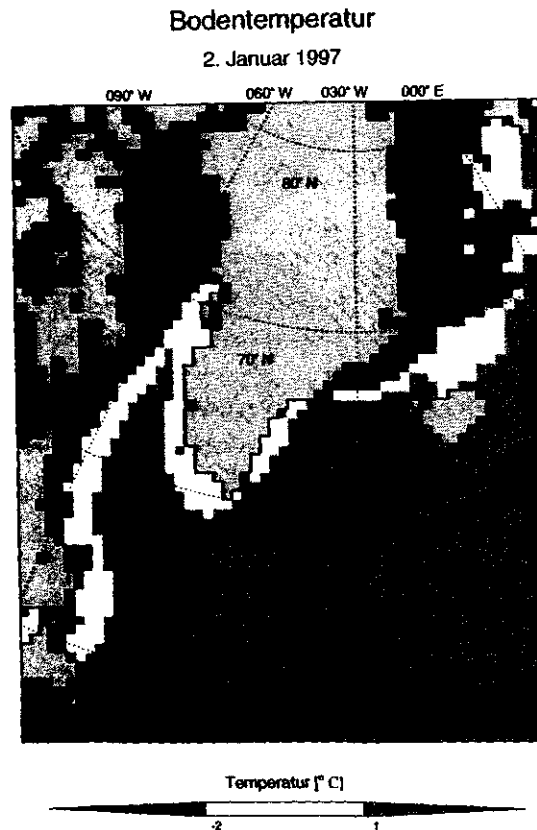
Den Ergebnissen von Mai et al. (1996) folgend (vgl. Kap. 8.2.3), wird im Bereich der Eiskante das  $z_0$  auf  $0.005\text{ m}$  erhöht. Dies entspricht einer Eiskonzentration von etwa 50% mit Rauigkeiten, wie sie im Bereich der Framstraße gemessen wurden.

#### 8.3.1 Einfluss der MIZ und interne Variabilität

Der Einfluss der veränderten Rauigkeit in REMO lässt sich beim Vergleich mit einem Kontrolllauf abschätzen. Die Abweichungen der Ergebnisse vom Kontrolllauf kann man allerdings nicht allein auf die neue Parametrisierung zurückführen. Zusätzlich müssen die aus den internen chaotischen Prozessen resultierenden Unsicherheiten berücksichtigt werden (Weisse et al., 2000). Dieses auch als „interne Variabilität“ bezeichnete Rauschen ist zeitlich nicht stationär, was auf den variierenden Einfluss der Randdaten zurückzuführen ist (vgl. Kap. 4.3).

Um die interne Variabilität in REMO abschätzen zu können, werden zwei Ensemble verglichen (vgl. Hagedorn, 2000). Es wird ein Ensemble mit erhöhter Rauigkeit (RAU) und eins mit Kontrolleexperimenten (CTRL) gerechnet. Für jedes Ensemble wird der Zeitraum Januar bis Februar 1997 mit sechs Modellläufen mit leicht veränderten Anfangsbedingungen untersucht. Die unterschiedlichen Initialisierungen werden mit Startterminen vom 31.12.1996 0 Uhr bis 1.1.1997 6 Uhr realisiert. Eine andere Möglichkeit wäre





**Abbildung 8.1:** Die Oberflächentemperatur am 2. Januar 1997 aus einem Modelllauf mit REMO im Klima-Mode. Der Temperaturbereich zwischen  $-2^{\circ}\text{C}$  und  $1^{\circ}\text{C}$  entspricht der simulierten Eiskante.

das Verrauschen des Startfeldes eines Termins. Längere Simulationen über zwei Monate hinaus bzw. weitere Realisierungen wären wünschenswert, sind aber aufgrund der verfügbaren Rechnerressourcen nicht möglich.

Als Maß für den Unterschied zweier Datenfelder eignen sich der Bias und die RMS-Differenz. Für den zeitabhängigen, räumlichen Bias  $B_t(t)$  gilt

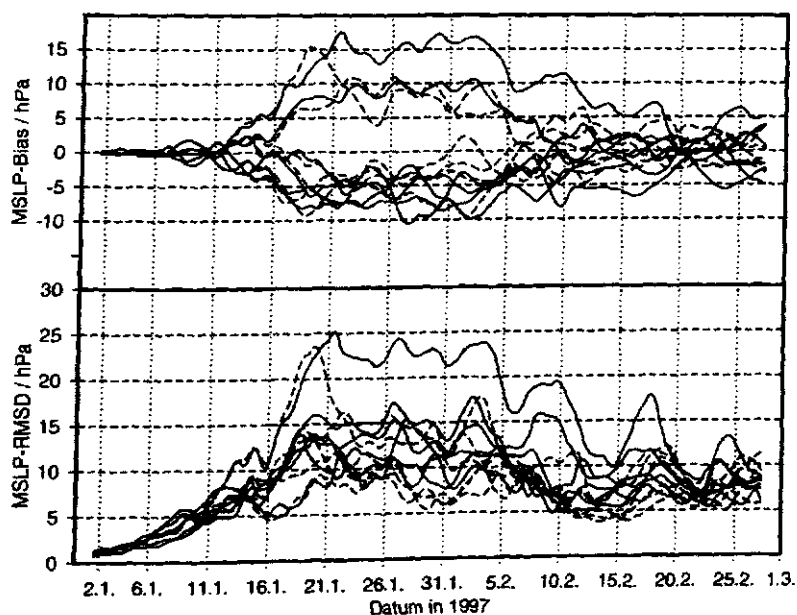
$$B_t(t) = \frac{1}{M} \sum_{r=1}^M [x(r, t) - y(r, t)] , \quad (8.10)$$

wobei  $x(r, t)$  und  $y(r, t)$  raum- und zeitabhängige Variablen,  $r = 1, M$  die Anzahl der Gitterpunkte und  $t = 1, N$  die Anzahl der Zeitschritte sind. Entsprechend gilt für die

zeitabhängige, räumliche RMS-Differenz

$$\text{RMS}_t(t) = \sqrt{\frac{1}{M} \sum_{r=1}^M [x(r, t) - y(r, t)]^2} . \quad (8.11)$$

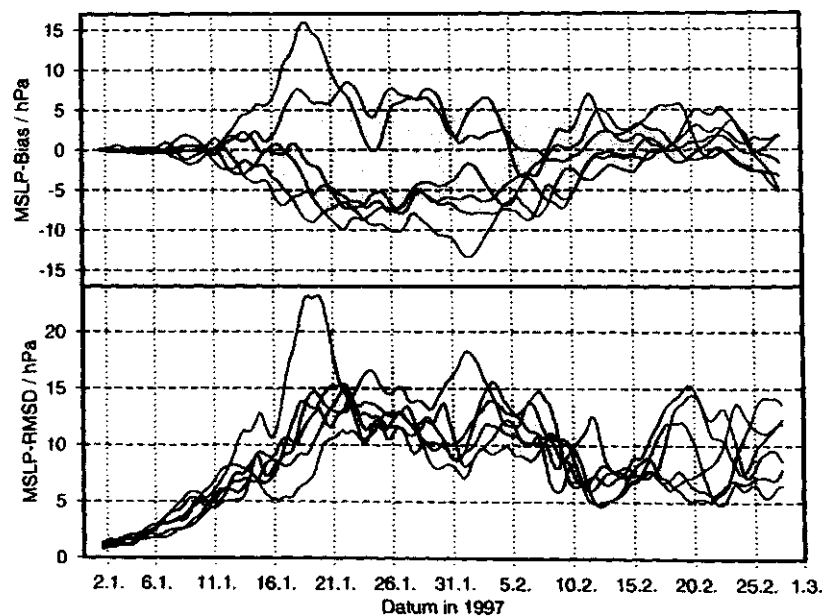
In Abb. 8.2 sind der Bias und die RMS-Differenz des Bodendrucks der beiden Ensembles gemäß Glg. 8.10 und Glg. 8.11 bezogen auf das jeweilige Ensemblemittel dargestellt. Die Simulation lässt sich in drei Phasen von etwa 20 Tagen aufteilen. Zu Beginn liegen alle Ensemblemitglieder dicht zusammen. In der ersten Phase der Simulation divergieren die einzelnen Realisierungen; Bias und RMS-Differenz nehmen zu. Im zweiten, mittleren Teil zwischen dem 20. Januar und 12. Februar ist eine deutliche Aufteilung der einzelnen Ensemblemitglieder sowohl innerhalb als auch zwischen einzelnen Ensembles zu beobachten. Während jeweils zwei Realisierungen eine deutlich positive Druckanomalie aufweisen (bis max. 17 hPa), haben die anderen nahezu durchgehend einen negativen Bias. Erst in der letzten Phase konvergieren alle Ensemblemitglieder wieder. Entsprechend ist auch die RMS-Differenz im Mittelteil am größten.



**Abbildung 8.2:** Zeitabhängiger Bias (oben) und RMS-Differenzen (unten) des Bodendrucks in hPa der einzelnen Ensemblemitglieder bezogen auf das jeweilige Ensemblemittel. Dargestellt sind die CTRL-Realisierungen (schwarz, durchgezogen) und die RAU-Realisierungen (rot, gestrichelt). Daten im Randbereich werden nicht berücksichtigt.

Im Folgenden wird nun die Signifikanz des Signals im Vergleich zum nicht-stationären Rauschen untersucht. Diese lässt sich sowohl global als auch lokal, z.B. zeitabhängig testen.

Für einen globalen Test, ob die beiden Ensemble sich unterscheiden, werden zunächst die 95% Konfidenzintervalle des Bias und der RMS-Differenz der CTRL-Simulation bestimmt. Räumlicher Bias und RMS-Differenz der RAU-Realisierungen werden bezogen auf das Ensemblemittel des CTRL-Ensembles berechnet. Bias und RMS-Differenz sind zusammen mit dem 95% Konfidenzintervall in Abb. 8.3 dargestellt. Beim Bias liegen nur 64%, bei der RMS-Differenz nur 40% im 95% Konfidenzintervall, d.h. das RAU-Ensemble unterscheidet sich statistisch signifikant vom CTRL-Ensemble.



**Abbildung 8.3:** Zeitabhängiger Bias (oben) und RMS-Differenzen (unten) des Bodendrucks der RAU-Ensemblemitglieder in hPa relativ zum entsprechenden Mittel der CTRL-Simulation. Das 95% Konfidenzintervall ist grau unterlegt.

Um die statistische Signifikanz der SLP-Differenzen an einem bestimmten Zeitschritt abschätzen zu können, wird ein lokaler t-Test verwendet (z.B. Press et al., 1992; von Storch und Zwiers, 1999). Die Null-Hypothese, dass zwei zufallsverteilte Variablen  $x$  und  $y$  den gleichen Mittelwert besitzen, wird getestet. Wenn beide Stichproben die gleiche

Stichprobenanzahl  $N$  besitzen, gilt für die  $t$ -Statistik  $T$

$$T_t = \frac{\langle y_t \rangle - \langle x_t \rangle}{S_t \sqrt{\frac{2}{N}}}, \quad (8.12)$$

wobei  $\langle y_t \rangle$  und  $\langle x_t \rangle$  die Mittelwerte der beiden Ensemble und  $S_t$  die geschätzte gemeinsame Standardabweichung der beiden Ensemble sind. Für diese gilt nach von Storch und Zwiers (1999)

$$S_t^2 = \frac{\sum_{k=1}^N (x_{tk} - \langle x_t \rangle)^2 + \sum_{k=1}^N (y_{tk} - \langle y_t \rangle)^2}{2N - 2}. \quad (8.13)$$

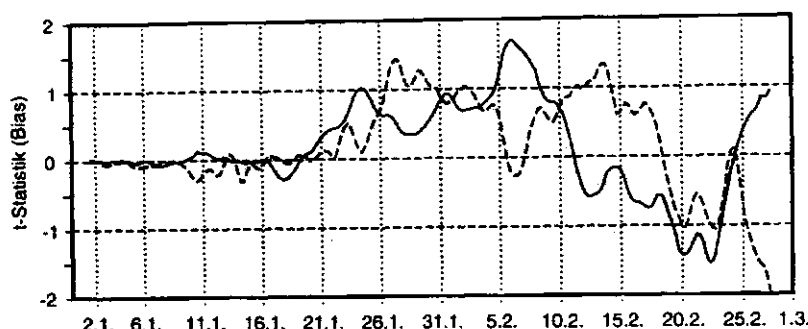
Die Glg. 8.12 beschreibt das Signal-zu-Rausch-Verhältnis mit der erwartungstreuen Abschätzung der Differenzen (Signal) im Zähler und der geschätzten zufälligen Differenz (Rauschen) im Nenner. Ein großer  $T$ -Wert ist deshalb nicht unbedingt mit einem großen Signal verbunden und umgekehrt muss sich ein großes Signal nicht in einem großen  $T$ -Wert bemerkbar machen.

Die Test-Statistik der Glg. 8.12 wird für die Ensemble-Mittel des räumlichen Bias und der räumlichen RMS-Differenz für jeden Zeitschritt berechnet, wobei sowohl der räumliche Bias als auch die räumliche RMS-Differenz bezogen auf das jeweiligen Mittel des CTRL-Ensembles bestimmt werden. Mit der Null-Hypothese, dass die Ensemblemittel des Bias und der RMS-Differenz der beiden Ensemble identisch sind, hat Glg. 8.12 eine  $t$ -Verteilung mit  $2N-2=10$  Freiheitsgraden. Bei einem 95%-Signifikanzniveau wird die Null-Hypothese verworfen, wenn  $T$  den kritischen Wert der  $t$ -Verteilung ( $T > 1.81$ ) überschreitet.

Die Abb. 8.4 zeigt die Zeitserie der  $T$ -Werte für den SLP-Bias und die SLP-RMS-Differenz. Während des gesamten Zeitraums wird das Signal von der internen Variabilität des Modells überlagert. Nur am Ende der Simulation überschreitet der  $T$ -Wert der RMS-Differenz das 95% Signifikanz-Niveau. Zu diesem Zeitpunkt ist die interne Variabilität des Modells jedoch sehr gering (vgl. Abb. 8.2), so dass signifikante Unterschiede auch von einem sehr kleinen Signal erzeugt werden können.

## 8.4 Diskussion

An einer simulierten Meereiskante wird der Einfluss erhöhter Rauigkeit aufgrund des Formwiderstands von Eisschollen bei durchbrochener Eiskecke untersucht. Mit zwei



**Abbildung 8.4:** Zeitserie der T-Werte des Bias (durchgezogen, schwarz) und der RMS-Differenzen (rot, gestrichelt) des Bodendrucks. Das 97.5% Signifikanz-Niveau ist grau unterlegt.

Ensemble-Simulationen wird versucht, zwischen der internen Variabilität von REMO und dem Signal der veränderten Rauigkeit zu unterscheiden.

Der globale Vergleich der beiden Ensemble zeigt zwar, dass sich diese signifikant unterscheiden. Lokale Unterschiede sind jedoch nicht mehr signifikant. Dies kann verschiedene Ursachen haben. Zum einen ist die Variabilität des Modells relativ hoch. Nach etwa drei Modellwochen lassen sich bereits Unterschiede zwischen einzelnen Ensemblemitgliedern bis zu 25 hPa beobachten, die mit unterschiedlichen Zirkulationsmustern verbunden sind. Hier macht sich die Größe und Lage des Modellgebiets bemerkbar. Im Gegensatz zu den mittleren Breiten, wo die überwiegend westlichen Luftströmungen Informationen schnell vom Rand in das Modell tragen, kann sich über der Arktis leichter eine eigenständige Zirkulation entwickeln. Der lokale t-Test zeigt zudem, dass das Signal der veränderten Rauigkeit unterhalb dieser internen Variabilität liegt; d.h. das Rauschen dominiert.

Die interne Variabilität bzw. das Rauschen eines RCM sollte nicht nur unter dem negativen Gesichtspunkt betrachtet werden, dass ein vorhandenes Signal überdeckt wird. Christensen et al. (2001) weisen darauf hin, dass gerade die Bereiche mit hoher interner Variabilität einen „Mehrwert“ zu den Antriebsdaten beitragen. Dort arbeitet das RCM nicht nur als Interpolator, sondern simuliert lokale atmosphärische Wechselwirkungsmechanismen. D.h. obwohl die interne Variabilität das Auffinden sensitiver Klimasignale erschwert, muss sie dennoch in einem RCM vorhanden sein, um diese Signale überhaupt erst entstehen zu lassen.

Sowohl die simulierte Eiskante als auch die veränderte Rauigkeit sind nur eine erste Näherung an reale Verhältnisse. Die Meereiskante ist meist ein kontinuierlicher Übergang von geringer zu hoher Meereiskonzentration. Der größte Effekt des Formwiderstands

der Eisschollen liegt jedoch bei etwa 50% Eisbedeckung und nimmt zu höheren und niedrigen Eiskonzentrationen ab (Hartmann et al., 1994). Mit dem verwendeten  $z_0$  von 0.0005 m für den gesamten Eisrandbereich wird deshalb eine relativ hohe Rauigkeit angenommen. Andererseits wird der Effekt der durchbrochenen Eisdecke außerhalb der MIZ vernachlässigt.

Mit der Implementierung einer partiellen Eisbedeckung in REMO, an der z.Z. am MPIfM in Hamburg gearbeitet wird (Semmler, pers. Mitteilungen), können reale Eiskonzentrationen an REMO übergeben werden. Trotzdem kann aus den hier gezeigten Ergebnissen bereits der mögliche Einfluss der Berücksichtigung partieller Meereisbedeckung abgeschätzt werden. Mit der hier verwendeten Modellkonfiguration sind kaum signifikante Änderungen zu erwarten. Bei höherer Rauigkeit am Eisrand sind die lokalen Effekte voraussichtlich am größten, so dass höher aufgelöste Studien auf einem kleineren Modellgebiet besser geeignet sind. Um die interne Variabilität weiter zu reduzieren, können zusätzlich andere Nesting-Methoden eingesetzt werden (vgl. Kap. 3.1.1).

## 9. Diskussion und Ausblick

Die Arktis und der subpolare Nordatlantik sind mit ihren komplexen Mechanismen und Rückkopplungen ein bedeutender Bestandteil unseres Klimasystems. Eine geringe Beobachtungsdichte in weiten Teilen der höheren Breiten, das heterogene arktische Klimasystem und die Sensitivität auf globale Klimaänderungen rücken diese Bereiche ins Zentrum wissenschaftlichen Interesses. Mit numerischen Modellen wird versucht die vorhandenen Daten konsistent miteinander zu verknüpfen und gezielt bestimmte Mechanismen besser zu verstehen. Vor diesem Hintergrund wurden verschiedene Anwendungsmöglichkeiten des regionalen Klimamodells REMO in der Arktis und dem Nordatlantik untersucht. REMO bietet eine höhere Auflösung dieser Region, als sie von den heute üblichen globalen Klimamodellen zur Verfügung gestellt wird.

Simulationen im Vorhersage-Modus wie beim Vergleich mit den Beobachtungen an Bord der R/V *Knorr* zeigen deutliche Verbesserungen im Vergleich zu den Antriebsdaten. Fast alle untersuchten Parameter liegen bei REMO näher an den Beobachtungen, als die NCEP/NCAR-Reanalysen. Große Fehler in den Antriebsdaten können dagegen auch in REMO nur teilweise kompensiert werden. Dieses bei RCMs als „garbage in – garbage out“ bekannte Problem, tritt z.B. beim Niederschlag auf. Zu hohe Luftfeuchtigkeit in den NCEP/NCAR-Reanalysen ist vermutlich Hauptursache für die Überschätzung des Niederschlags. Verbesserte Antriebsdaten sollten sich deshalb auch positiv auf die Qualität der Ergebnisse auswirken.

Die Auswahl an Antriebsdaten für *Hindcast*-Simulationen beschränkt sich z.Z. auf die

zwei großen Reanalyse-Projekte der NCEP/NCAR und des ECMWF. Neben den Problemen der NCEP/NCAR-Reanalysen in hohen Breiten (vgl. Kap. 5 und Kap. 7) gleichen die physikalischen Parametrisierungen des ECMWF-Reanalysemodells eher der ECHAM-4-Physik als NCEP/NCAR. Der Antrieb von REMO mit ECMWF-Reanalysen liefert deshalb bessere Ergebnisse als mit NCEP/NCAR-Reanalysen (Jacob, pers. Mitteilungen). Allerdings schränkt dies den Untersuchungszeitraum auf die 15 Jahre ECMWF-Reanalysen (ERA-15) von 1979 bis 1993 ein. Es wird jedoch bereits die nächste Generation von Reanalysen am ECMWF produziert. Die ERA-40 sind 40 Jahre Reanalysen von 1957 bis 2001 mit höherer Auflösung, verbesserter Modellphysik und zusätzlichen Beobachtungsdaten u.a. von Satelliten und Feldexperimenten. Voraussichtlich im Sommer 2002 werden die ersten Reanalysen von 1987 bis 2001 zur Verfügung stehen. Bei weiteren Simulationen mit REMO ist deshalb die Verwendung dieses Datensatzes sinnvoll.

Eine Reihe von Experimenten werden im Klima-Mode durchgeführt. Da diese Simulationen über den Zeitraum der Vorhersagbarkeit des Wettergeschehens hinausgehen, kann die Abfolge synoptischer Einzelereignisse nicht in Übereinstimmung mit der Realität beschrieben werden. Dagegen besteht die Möglichkeit, die Klimatologie über einen längeren Zeitraum im Modell abzubilden. Hierfür müssen allerdings auch die Einzelereignisse realitätsnah simuliert werden. Diese Simulationen sind heute neben statistischen Verfahren die einzige Möglichkeit, regionale Klimaänderungen abzuschätzen. Zudem können bestimmte Prozesse genauer analysiert werden.

Eine Anwendungsmöglichkeit von REMO ist die Erzeugung von Klimatologien für die datenarmen Gebiete der hohen Breiten. Eine direkter Vergleich der modellierten klimatologischen Größen mit gemessenen ist dort nicht möglich, und es stellt sich die Frage, wie verlässlich diese Klimatologien sind. Allerdings zeigen Vergleiche für Regionen mit höherer Datendichte gute Übereinstimmungen mit REMO. Dies ist eine wichtige Voraussetzung, da die verwendeten Parametrisierungen noch nicht in vergleichbaren Klimazonen getestet wurden. Zusätzlich müssen Aussagen über die Unsicherheiten gemacht werden. Hierfür eignen sich Ensemble-Simulationen und Vergleiche mit Beobachtungen. Es ist zu berücksichtigen, dass auch die Antriebsdaten in Regionen mit geringer Beobachtungsdichte mit großen Unsicherheiten behaftet sind. Besonders deutlich wird dies beim Vergleich der NCEP/NCAR- und ECMWF-Reanalysen, die gerade in den datenarmen hohen Breiten große Differenzen aufweisen. Letztendlich entscheidet der Anspruch des Nutzers an die Genauigkeit der Klimatologie darüber, ob eine REMO-Simulation sinnvoll ist. So darf bei Szenarien-Rechnungen der Fehler nur klein gegenüber einer möglichen Änderung sein. Im Kap. 8 zeigt sich, dass die interne Variabilität in REMO so groß werden kann, dass alle Signale vom Rauschen überlagert werden. Um kleinskalige Effekte mit geringerem Einfluss zu studieren, kann ein kleineres Modellge-



biet und der Einsatz anderer Nesting-Methoden von Vorteil sein.

Lange Zeitreihen über mehrere Jahre sind die Voraussetzung für eine gesicherte Klimatologie. Die Variabilität auf dekadischer Zeitskala lässt sich nur bei einer Datenbasis von mehreren Jahrzehnten bestimmen. Vor dem Hintergrund limitierter Rechnerkapazitäten gelangt man damit bei REMO an die Grenzen des z.Z. Machbaren.

Betrachtet man die rasante Entwicklung der letzten Jahrzehnte im Bereich der Rechnersysteme und projiziert diese in die Zukunft, wird der Sinn regionaler Simulationen in Frage gestellt. Im Laufe der Zeit wird es möglich sein, Globalmodelle mit immer höherer Auflösung zu betreiben. Dennoch bleiben regionale Klimamodelle in jedem Fall ein wichtiges Werkzeug zur Anpassung von Parametrisierungen auf höhere Auflösungen. Wachsende Computerressourcen ermöglichen Regionalsimulationen auf größeren Modellgebieten mit noch höherer Auflösung. Damit können weitere kleinskalige Prozesse direkt berücksichtigt werden.

Eine weitere Erhöhung der Auflösung ist mit REMO jedoch nur begrenzt möglich. Relativ schnell gelangt man in Skalenbereiche in denen die hydrostatische Approximation nicht mehr gültig ist. Dies macht sich zuerst bei sehr steiler Topographie bemerkbar. Soll dennoch mit höherer Auflösung gerechnet werden, müssen nicht-hydrostatische Modelle wie das Lokalmodell (LM) des Deutschen Wetterdienstes verwendet werden.

Obwohl die Darstellung der physikalischen und biogeochemischen Prozesse eine Herausforderung bleibt, müssen diese für eine realistische und sinnvolle Modellierung des arktischen Klimasystems berücksichtigt werden (Lynch et al., 1999). Nur in vollständig gekoppelten Klimamodellen besteht die Möglichkeit, die wesentlichen Wechselwirkungsprozesse und Mechanismen eines komplexen Systems abzubilden. Bereits heute ist das Atmosphärenmodell REMO in verschiedenen Projekten an Hydrologiemodelle und Ozean/Meereis-Modelle gekoppelt. Gemeinsam mit dem Ostseemodell (BS-MO) ist REMO z.B. in der Lage realistische SSTs in der Ostsee zu simulieren (Hagedorn, 2000). Ein Chemiemodul für die Berücksichtigung der troposphärischen Chemie steht zur Verfügung. In den nächsten Jahren wird REMO als atmosphärische Komponente von BALTIMOS (BALTEX - Integral MOdel System), einem gekoppelten regionalen Klimamodell, eingesetzt. In BALTIMOS werden damit Atmosphäre, Meereis, Ozean, Landoberfläche und Hydrologie im Bereich der Ostsee gemeinsam modelliert. Mit der Implementierung partieller Meereisbedeckung werden subskalige Effekte von Eisschollen und *leads* berücksichtigt. Meereis- und Ozeanmodelle liefern konsistente Eiskonzentrationen und Oberflächenflüsse.

Bei der in dieser Arbeit verwendeten Konfiguration müssen einzelne Parametrisierungen in REMO vor der Kopplung mit weiteren Modellen besser an die extremen klimatischen Verhältnisse der polaren Breiten angepasst werden.

# A. Anhang

## A.1 Symbole

Symbol	Beschreibung	Wert	Einheit
$\alpha_n$	Konstante	-	-
$B_t$	zeitabhängiger, räumlicher Bias	-	-
$C_H$	Transferkoeffizient für Wärme	-	-
$C_d$	Schubspannungskoeffizient	-	-
$c_p$	spezifische Wärme trockener Luft	1005	$\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$
$d$	Abstand	-	m
$\bar{D}_X$	molekular-diffusiver Fluss der Größe X	-	-
$E$	Verdunstung	-	$\text{mm s}^{-1}$
$e$	Dampfdruck	-	Pa
$\bar{F}_X$	turbulenter Fluss der Größe X	-	-
$f$	Coriolis-Parameter	-	$\text{s}^{-1}$
$g$	Schwerebeschleunigung	-	$\text{m s}^{-2}$
$H$	Fluss fühlbarer Wärme	-	$\text{W m}^{-2}$

Symbol	Beschreibung	Wert	Einheit
$h$	spezifische Gesamtwärme	-	$\text{J kg}^{-1}$
$k$	VON KARMAN Konstante	0.4	-
$K_m$	turbulente Viskosität	-	$\text{s}^{-1}$
$K_V$	vertikaler turbulenter Austauschkoefizient	-	$\text{m}^2 \text{s}^{-1}$
$KE$	vertikale Schichtanzahl in REMO	20	-
$L$	Korrelationslänge	-	$\text{m}$
$L_v$	Verdampfungswärme	$2.501 \cdot 10^6$	$\text{J kg}^{-1}$
$L_\lambda$	zonale Gebietsausdehnung	-	-
$L_\phi$	meridionale Gebietsausdehnung	-	-
$MW$	Megaworte – 1 MW=8 MByte	-	MByte
$N_{T_v}$	turbulente Dissipationsrate der Temperatur	-	$\text{m}^2 \text{s}^{-3}$
$P$	Niederschlag	-	$\text{mm s}^{-1}$
$p$	Druck	-	$\text{hPa}$
$p_s$	Bodendruck	-	$\text{hPa}$
$p_T$	Übergangsniveau vom $\sigma$ - zum $p$ -System	220	$\text{hPa}$
$q_{10}$	spezif. Feuchte in 10 m Höhe	-	$\text{g kg}^{-1}$
$q_D$	spezif. Feuchte	-	$\text{g kg}^{-1}$
$q_{DW}$	spezif. Gesamtwassergehalt	-	$\text{g kg}^{-1}$
$q_R$	spezif. Regenwassergehalt	-	$\text{g kg}^{-1}$
$q_S$	spezif. Schneegehalt	-	$\text{g kg}^{-1}$
$q_W$	spezif. Wolkenwassergehalt	-	$\text{g kg}^{-1}$
$r$	Korrelationskoeffizient	-	-
$RMS_t$	zeitabhängige, räumliche RMS-Differenzen	-	-
$R(d)$	Korrelationsfunktion	-	-
$RH$	relative Feuchte	-	-
$Ri$	Richardsonzahl	-	-
$Ri_B$	Bulk-Richardsonzahl	-	-
$Ri_{kr}$	kritische Richardsonzahl	-	-
$r$	Erdradius	6371229	$\text{m}$
$s$	spezifische Feuchte	-	$\text{g kg}^{-1}$
$S_0$	Solarkonstante	1368	$\text{W m}^{-2}$
$S_X$	Erzeugungs- bzw. Vernichtungsrate	-	-

Symbol	Beschreibung	Wert	Einheit
SLP	Bodenluftdruck	-	hPa
SST	Meeresoberflächentemperatur	-	K
T	Temperatur	-	K
$T_v$	virtuelle Temperatur	-	K
$T_z$	Lufttemperatur in der Höhe z	-	K
$T_f$	t-Statistik	-	-
t	Zeit	-	s
TKE	turbulente kinetische Energie	-	$\text{m}^2 \text{s}^{-2}$
$\Delta t$	Zeitschritt in REMO	300	s
u	zonale Windkomponente	-	$\text{m s}^{-1}$
$u_*$	Schubspannungsgeschwindigkeit	-	$\text{m s}^{-1}$
$u_{10}$	zonale Windkomponente in 10 m Höhe	-	$\text{m s}^{-1}$
v	meridionale Windkomponente	-	$\text{m s}^{-1}$
$v_{10}$	meridionale Windkomponente in 10 m Höhe	-	$\text{m s}^{-1}$
$V_z$	Windgeschwindigkeit in der Höhe z	-	$\text{m s}^{-1}$
w	vertikale Windkomponente	-	$\text{m s}^{-1}$
z	Höhe	-	m
$z_0$	aerodynamische Rauigkeitslänge	-	m
$\alpha$	CHARNOCK-Konstante	0.0123	-
$\alpha$	spezif. Volumen	-	$\text{m}^3 \text{kg}^{-1}$
$\eta$	Vertikalkoordinate	-	-
$\lambda$	geogr. Länge	-	°
$\nu$	molekulare Viskosität	-	$\text{s}^{-1}$
$\phi_m$	dimensionslose Windscherung	-	-
$\phi$	geogr. Breite	-	°
$\Phi$	Geopotential	-	$\text{m}^2 \text{s}^{-2}$
$\rho$	Dichte der Luft	-	$\text{kg m}^{-3}$
$\sigma$	Standardabweichung	-	-
$\sigma_s$	STEFAN-BOLTZMANN Konstante	$5.67 \cdot 10^{-8}$	$\text{W m}^{-2} \text{K}^{-4}$
$\tau$	Schubspannung	-	$\text{N m}^{-2}$

## A.2 Abkürzungen

Abkürzung	Bedeutung
ACSYS	Arctic Climate System Study
AGCM	Atmospheric General Circulation Model
AMIP	Atmospheric Model Intercomparison Project
ARCMIP	Arctic Regional Climate Model Intercomparison Project
ARDB	Arctic Runoff Data Base
AVHRR	Advanced Very High Resolution Radiometer
BALTEX	Baltic Sea Experiment
BALTIMOS	BALTEX - Integral Model System
BSMO	Baltic Sea Model
CDC	Climate Diagnostics Center
CFL	COURANT-FRIEDRICH-LEVY-Kriterium
CIRES	Cooperative Institute for Research in Environmental Sciences
CLiC	Climate and Cryosphere
CPU	Central Processing Unit
CTRL	Kontroll-Ensemble
DKRZ	Deutsches Klimarechenzentrum
DM	Deutschlandmodell
DWD	Deutscher Wetterdienst
ECHAM-4	ECMWF model Hamburg version 4
ECMWF	European Centre for Medium Range Weather Forecasts
EC4	ECHAM-4
EM	Europamodell
ERA-15	15 Jahre ECMWF Reanalysen von 1979 bis 1993
ERA-40	40 Jahre ECMWF Reanalysen von 1957 bis 2001
GCM	General Circulation Model
GKSS	Forschungszentrum Geesthacht
GM	Globalmodell
GME/LM	Globalmodell / Lokalmodell
GTS	Global Telecommunication System

Abkürzung	Bedeutung
HIRLAM	High-Resolution Limited Area Model
IABP	International Arctic Buoy Program
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
LBC	Lateral Boundary Conditions (seitliche Randbedingungen)
LAM	Limited Area Model
MIZ	marginal ice zone (Eisrandzone)
MM5	Fifth-Generation NCAR / Penn State Mesoscale Model
MPiM	Max-Planck-Institut für Meteorologie
NCAR	National Center for Atmospheric Research
NCEP	National Centers for Environmental Prediction
NMC	National Meteorological Center
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
NSIDC	National Snow and Ice Data Center
PARCA	Program for Arctic Regional Climate Assessment
POLES	Polar Exchange at the Sea Surface
PVP	parallel vector processor
RAU	Ensemble mit veränderter Rauigkeit
RCM	Regional Climate Model
REMO	Regionalmodell
RMSD	Root-Mean-Square Difference (RMS-Differenz)
SFB	Sonderforschungsbereich
SHEBA	Surface Heat Budget of the Arctic Ocean
SRES	Special Report on Emission Szenarios
SST	Sea Surface Temperature (Meeresoberflächentemperatur)
THC	thermohaline circulation
TKE	turbulente kinetische Energie
WCRP	World Climate Research Programme
WMO	World Meteorological Organization
WWW	World Weather Watch

# Literaturverzeichnis

- Aagaard, K. und E. C. Carmack, 1989: The role of sea-ice and other fresh water in the Arctic circulation. *J. Geophys. Res.*, **94**(C10), 14 487–14 498.
- Abdalati, W. und K. Steffen, 1997: Snowmelt on the Greenland ice sheet as derived from Passive Microwave Satellite data. *J. Climate*, **10**(2), 165–175.
- Arya, S. P. S., 1975: A drag partition theory for determining the large-scale roughness parameter and wind stress on the Arctic pack ice. *J. Geophys. Res.*, **80**, 3447–3454.
- Bales, R. C., J. McConnell, E. Mosley-Thompson und G. Lamorey, 2001: Accumulation map for the Greenland ice sheet: 1971-1990. *Geophys. Res. Lett.*. In press.
- Berndt, H., R. Jürrens und P. Lemke, 2000: Update on Arctic regional climate modelling. Informal Report 6, ACSYS-NEG, WCRP.
- Blackadar, A. K., 1997: *Turbulence and Diffusion in the Atmosphere: Lectures in Environmental Sciences*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York. 185 pp.
- Bougeault, P., 1997: Physical parameterizations for limited area models: Some current problems and issues. *Meteor. Atmos. Phys.*, **63**(1–2), 71–88.
- Bromwich, D. H. und F. M. Robasky, 1993: Recent precipitation trends over the polar ice sheets. *Meteorology and Atmospheric Physics*, **51**(3–4), 259–274.
- Bromwich, D. H., R.-Y. Tzeng und T. R. Parish, 1994: Simulation of the modern Arctic climate by the NCAR CCM1. *J. Climate*, **7**(7), 1050–1069.
- Bumke, K., U. Karger und K. Uhlig, 2001: Measurements of turbulent fluxes of momentum and sensible heat over the labrador sea. *J. Phys. Oceanogr.* In press.
- Bunker, A. F., 1976: Computations of surface energy flux and annual air-sea interaction cycles of the North Atlantic Ocean. *Mon. Wea. Rev.*, **104**(9), 1122–1140.

- Cai, W., J. Syktus, H. B. Gordon und S. O'Farrell, 1996: Response of a global coupled ocean-atmosphere-sea ice climate model to an imposed North Atlantic high-latitude freshening. *J. Climate*, **10**(5), 929–948.
- Caian, M. und J.-F. Geleyn, 1997: Some limits to the variable-mesh solution and comparison with the nested-LAM solution. *Quart. J. R. Met. Soc.*, **123**(539), 743–766.
- Christensen, J. H., O. B. Christensen, P. Lopez, E. van Meijgaard und M. Botzet, 1996: The HIRHAM4 regional atmospheric climate model. Tech. Rep. 96-4, DMI, Copenhagen.
- Christensen, O. B., M. A. Gaertner und J. A. Prego, 2001: Internal variability of regional climate models. *Climate Dyn.*, **17**, 875–887.
- Clemens, M., 1998: *Sensitivitätsstudien der im REMO implementierten Parametrisierungen des EM/DM und des ECHAM4*. Diplomarbeit, Christian-Albrechts-Universität, Institut für Meereskunde, Kiel.
- Csathó, B., H. Xu, R. Thomas, D. Bromwich und Q.-S. Chen, 1997: Comparison of accumulation and precipitation maps of the Greenland Ice Sheet. *Eos. Trans. AGU*, **78**(46), Fall Meet. Suppl., F9.
- Cubasch, U., 1998: Modellierung regionaler Klimaänderung (Modelling regional climate change). In: *Warnsignal Klima / Wissenschaftliche Fakten* (Hrsg. J. L. Lozán, H. Graßl und P. Hupfer), Kap. Das Klima des 21. Jahrhunderts: Änderungen und Folgen. Wissenschaftliche Auswertungen, Hamburg, pp. 170–176.
- Cubasch, U., G. A. Meehl, G. J. Boer, R. J. Stouffer, M. Dix, A. Noda, C. A. Senior, S. Raper und K. S. Yap, 2001: Projections of future climate change. In: *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (Hrsg. J. T. Houghton, Y. Ding, D. J. Griggs, M. Noguer, P. J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell und C. A. Johnson). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 525–582.
- Davies, H. C., 1976: A lateral boundary formulation for multi-level prediction models. *Quart. J. R. Met. Soc.*, **102**, 405–418.
- Dethloff, K., A. Rinke, R. Lehmann, J. H. Christensen, M. Botzet und B. Machenhauer, 1996: Regional climate model of the Arctic atmosphere. *J. Geophys. Res.*, **101**(D18), 23 401–23 422.
- Deutsches Klimarechenzentrum, M., 1994: The ECHAM 3 atmospheric general circulation model. Tech. Rep. 6, Deutsches Klimarechenzentrum, Hamburg.



- Dickinson, R. E., R. M. Errico, F. Giorgi und G. T. Bates, 1989: A regional climate model for western United States. *Clim. Change*, **15**, 383–422.
- Dümenil, L. und E. Todini, 1992: A rainfall-runoff scheme for use in the Hamburg climate model. In: *Advances in Theoretical Hydrologie, A Tribute to James Dooge* (Hrsg. J. P. O’Kane). Series on Hydrological Sciences, European Geophysical Society, Elsevier Press, Amsterdam, pp. 129–157.
- Dorman, C. E. und R. H. Bourke, 1978: Temperature correction for Tucker’s ocean rainfall estimates. *Quart. J. R. Met. Soc.*, **104**(441), 765–773.
- Dupui, H., P. K. Taylor, A. Weill und K. Katsaros, 1997: Inertial dissipation method applied to derive turbulent fluxes over the ocean during the SOFIA/ASTEX and SEMAPHORE experiments with low to moderate wind speeds. *J. Geophys. Res.*, **102**(C9), 21 115–21 129.
- Errico, R. M., D. Baumhefner, T. Vukicevic und K. Raeder, 1993: Comparison of initial and lateral boundary condition sensitivity for a limited-area model. *Tellus*, **45A**, 539–557.
- Fischer, H. und P. Lemke, 1994: On the required accuracy of atmospheric forcing fields for driving dynamic-thermodynamic sea ice models. In: *The Polar Oceans and Their Role in Shaping the Global Environment* (Hrsg. O. M. Johannessen, R. D. Muench und J. E. Overland), Ausg. 85 von *Geophysical Monograph*. AGU, Washington, USA, pp. 373–381.
- Gates, W. L., 1992: AMIP: The Atmospheric Model Intercomparison Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **73**, 1962–1970.
- Giorgetta, M. und M. Wild, 1995: The water vapour continuum and its representation in ECHAM4. Report 162, Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg. 38 pp.
- Giorgi, F., 1990: Simulation of a regional climate using a limited area model nested in a general circulation model. *J. Climate*, **3**(9), 941–963.
- Giorgi, F. und G. T. Bates, 1989: The climatological skill of a regional model over complex terrain. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 2325–2347.
- Giorgi, F., C. S. Brodeur und G. T. Bates, 1994: Regional climate change scenarios over the United States produced with a nested regional climate model. *J. Climate*, **7**(3), 375–399.
- Giorgi, F. und L. O. Mearns, 1999: Introduction to special section: Regional climate modeling revisited. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **104**(D6), 6335–6352.

- Gravech, A. A., C. W. Fairall und S. E. Larsen, 1998: On the determination of the neutral drag coefficient in the convective boundary layer. *Bound.-Layer Meteor.*, **86**, 257–278.
- Griffies, S. M. und K. Bryan, 1997: A predictability study of simulated North Atlantic multidecadal variability. *Climate Dyn.*, **13**(7–8), 459–487.
- Großklaus, M., K. Uhlig und L. Hasse, 1998: An optical drop size disdrometer for use in high wind speeds. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **15**(4), 1051–1059.
- Gustafsson, N., 1990: Sensitivity of limited area model data assimilation to lateral boundary condition fields. *Tellus*, **42A**(1), 109–115.
- Hagedorn, R., 2000: *A coupled atmosphere-ocean-model for the Baltic Sea catchment area*. Doktorarbeit, Institute für Meereskunde, Christian-Albrechts-Universität zu Kiel, Germany.
- Hagedorn, R., A. Lehmann und D. Jacob, 2000: A coupled high resolution atmosphere-ocean-model for the BALTEX region. *Meteor. Z.*, **1**(1), 1–14.
- Harder, M., P. Lemke und M. Hilmer, 1998: Simulation of sea ice transport through Fram Strait: Natural variability and sensitivity to forcing. *J. Geophys. Res.*, **103**(C3), 5595–5606.
- Hartmann, J., C. Kottmeier, C. Wamser und E. Augstein, 1994: Aircraft measured atmospheric momentum, heat and radiation fluxes over Arctic sea ice. In: *The Polar Oceans and Their Role in Shaping the Global Environment*, Ausg. 85 von *Geophysical Monograph*. AGU, pp. 443–454.
- Hilmer, M., 2001: *A Model Study of Arctic Sea Ice Variability*. Doktorarbeit, Institute für Meereskunde, Christian-Albrechts-Universität zu Kiel, Germany.
- Hilmer, M., M. Harder und P. Lemke, 1998: Sea ice transport: a highly variable link between Arctic and North Atlantic. *Geophys. Res. Lett.*, **25**(17), 3359–3362.
- Hogan, A. W., 1994: Objective estimates of airborne snow properties. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **11**(2, Part 2), 432–444.
- Hostetler, S. W., P. J. Bartlein, P. U. Clark, E. E. Small und A. M. Solomon, 2000: Simulated influence of Lake Agassiz on the climate of Central North America 11,000 years ago. *Nature*, **405**, 334–337.
- Isemer, H. J. und L. Hasse, 1987: *The Bunker climate atlas of the North Atlantic Ocean*, Kap. Air-sea interactions. Springer, p. 256.

- Jacob, D., 2001: A note to the simulation of the annual and inter-annual variability of the water budget over the Baltic Sea drainage basin. *Meteor. Atmos. Phys.*, **77**, 61–73.
- Jacob, D., M. Claussen, D. Majewski, R. Podzun und B. Rockel, 1995: REMO - a model for climate research and weather forecast. Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modelling, WMO/JSCU/IOC report.
- Jacob, D., B. J. J. M. V. den Hurk, U. André, G. Elgered, C. Fortelius, L. P. Graham, S. D. Jackson, U. Karstens, C. K  pken, R. Lindau, R. Podzun, B. Rockel, F. Rubel, B. H. Sass, R. N. B. Smith und X. Yang, 2001: A comprehensive model inter-comparison study investigating the water budget during the BALTEX-PIDCAP period. *Meteor. Atmos. Phys.*, **77**, 19–43.
- Jacob, D. und R. Podzun, 1997: Sensitivity studies with the regional climate model REMO. *Meteor. Atmos. Phys.*, **63**(1–2), 119–129.
- Jacobsen, I. und E. Heise, 1982: A new economic method for the computation of the surface temperature in numerical models. *Contrib. Atmos. Phys.*, **55**(2), 128–141.
- Janssens, I. und P. Huybrechts, 2000: The treatment of meltwater retention in mass-balance parameterisations of the Greenland ice sheet. *AGs*, **31**. In press.
- Jones, P. D., 1994: Hemispheric surface air temperature variations: A reanalysis and an update to 1993. *J. Climate*, **7**(11), 1794–1802.
- Jürrens, R., 1999: Validation of surface fluxes in climate simulations of the Arctic with the regional model REMO. *Tellus*, **51A**(5), 698–710. Special issue with papers presented at the Rossby-100 Symposium in Stockholm, 8–12 June 1998.
- Jürrens, R., K. Bumke und U. Karger, 1998: Vergleich von Modellergebnissen des Regionalmodells REMO mit Messwerten der Knorr-Expedition in der Labradorsee im Februar/März 1997. *Ann. Meteor.*, **37**, 429–430.
- Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K. C. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, R. Jenne und D. Joseph, 1996: The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**(3), 437–471.
- Karstens, U., R. Nolte-Holube und B. Rockel, 1996: Calculation of the water budget over the Baltic Sea catchment area using the regional forecast model REMO for June 1993. *Tellus*, **48A**(5), 684–692.
- Kessler, E., 1969: On the distribution and continuity of water substance in atmospheric circulation. *Meteor. Monogr.*, **10**(32), 84.

- Kida, H., T. Koide, H. Sasaki und M. Chiba, 1991: A new approach for coupling a limited area model to a GCM for regional climate simulations. *J. Meteor. Soc. Japan*, **69**(6), 723–728.
- Killworth, P. D., 1983: Deep Convection in the world ocean. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, **21**(1), 1–26.
- Kistler, R., E. Kalnay, W. Collins, S. Saha, G. White, J. Woollen, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, M. Kanamitsu, V. Kousky, H. van den Dool, R. Jenne und M. Fiorino, 2001: The NCEP-NCAR 50-year reanalysis: Monthly means CD-ROM and documentation. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **82**(2), 247–267.
- Kreyscher, M., M. Harder, P. Lemke und G. M. Flato, 2000: Results of the Sea Ice Model Intercomparison Project: evaluation of sea ice rheology schemes for use in climate simulations. *J. Geophys. Res.*, **105**(C5), 11 299–11 320.
- Large, W. G. und S. Pond, 1982: Sensible and latent heat flux measurements over the ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, **12**(5), 464–482.
- Lemke, P., W. D. Hibler, G. Flato, M. Harder und M. Kreyscher, 1997: On the improvement of sea-ice models for climate simulations: the sea ice model intercomparison project. *Ann. Glaciol.*, **25**, 183–187.
- Lorenz, E. N., 1963: Deterministic nonperiodic flow. *J. Atmos. Sci.*, **20**, 130–141.
- Louis, J. F., 1979: A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere. *Bound.-Layer Meteor.*, **17**, 187–202.
- Lynch, A. H., D. A. Bailey, W. L. Chapman und J. E. Walsh, 1999: Regional climate system modelling in the Arctic: Issues and applications. In: *Proceedings of a Workshop on Arctic Regional Climate Models* (Hrsg. H. Cattle). Nr. 981 in WMO/TD, World Climate Research Programme, ACSYS, WMO.
- Lynch, A. H., W. L. Chapman, J. E. Walsh und G. Weller, 1995: Development of a regional climate model of the western Arctic. *J. Climate*, **8**(6), 1555–1570.
- Macdonald, A. und C. Wunsch, 1996: A global estimate of the ocean circulation and heat fluxes. *Nature*, **382**, 436–439.
- Machenhauer, B., M. Windelband, M. Botzet, J. H. Christensen, M. Deque, R. Jones, P. M. Ruti und G. Visconti, 1998: Validation and analysis of regional present-day climate and climate change simulations over Europe. Tech. Rep. 275, Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg.

- Mai, S., C. Warnser und C. Kottmeier, 1996: Geometric and aerodynamic roughness of sea ice. *Bound.-Layer Meteor.*, **77**, 233–248.
- Majewski, D., 1991: The Europamodell of the Deutscher Wetterdienst. In: ECMWF course "Numerical Methods in Atmospheric Models". Vol. 2, 147–191.
- Majewski, D., 1997: Operational regional prediction. *Meteor. Atmos. Phys.*, **63**(1–2), 89–104.
- Manabe, S., 1969: Climate and the ocean circulation, 1. The atmospheric circulation and the hydrology of the earth's surface. *Mon. Wea. Rev.*, **97**, 739–774.
- Manabe, S. und R. J. Stouffer, 1995: Simulation of abrupt climate change induced by freshwater input to the North Atlantic Ocean. *Nature*, **378**, 165–167.
- Marotzke, J., P. Welander und J. Willebrand, 1988: Instability and multiple steady states in a meridional-plane model of the thermohaline circulation. *Tellus*, **40A**(2), 162–172.
- Marotzke, J. und J. Willebrand, 1991: Multiple equilibria of the global thermohaline circulation. *J. Phys. Oceanogr.*, **21**(9), 1372–1385.
- Marshall, J., F. Dobson, K. Moore, P. Rhines, M. Visbek, E. d'Asaro, K. Bumke, S. Chang, R. Davis, K. Fischer, R. Garwood, P. Guest, R. Harcourt, C. Herbaut, T. Holt, J. Lazier, S. Legg, J. M. Williams, R. Pickart, M. Prater, I. Renfrew, F. Schott, U. Send und W. Smeethie, 1998: The Labrador Sea Deep Convection Experiment. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **10**, 2033–2058.
- Marshall, J. und F. Schott, 1999: Open ocean convection: observations, theory, and models. *Rev. Geophys.*, **37**(1), 1–64.
- Marshall, K., 1971: Drag measurements in roughness arrays of varying density and distribution. *Agr. Meteorol.*, **8**, 269–292.
- Martin, T. und E. Augstein, 2000: Large-scale drift of Arctic sea ice retrieved from passive microwave satellite data. *J. Geophys. Res.*, **105**(C4), 8775–8788.
- Maxworthy, T. und S. Narimousa, 1994: Unsteady, turbulent convection into a homogeneous, rotating fluid, with oceanographic application. *J. Phys. Oceanogr.*, **24**(5), 865–887.
- Maykut, G. A., 1978: Energy exchange over young sea ice in the central Arctic. *J. Geophys. Res.*, **83**, 3646–3658.
- McGregor, J. L., 1997: Regional climate modelling. *Meteor. Atmos. Phys.*, **63**(1–2), 105–117.

- Mellor, G. L. und T. Yamada, 1974: Hierachy of turbulence closure models for planetary boundary layers. *J. Atmos. Sci.*, **31**(7), 1791–1806.
- Moat, B. I. und M. J. Yelland, 1998: Airflow distortion at instrument sites on the R/V *Knorr*. Tech. Rep., Southampton Oceanography Centre, Southampton, UK.
- Morcrette, J.-J., L. Smith und Y. Fouquart, 1986: Pressure and temperature dependence of the absorption in long-wave radiation parameterizations. *Contrib. Atmos. Phys.*, **59**(4), 455–469.
- Nordeng, T. E., 1994: Extended versions of the convective parameterization scheme at ECMWF and their impact on the mean and transient activity of the model in the tropics. Tech. Memo 206, European Center for Medium Range Weather Forecasts, Reading, England, 41 pp.
- Ohmura, A. und N. Reeh, 1991: New precipitation and accumulation maps for Greenland. *J. Glaciol.*, **37**(125), 140–148.
- Ohmura, A., M. Wild und L. Bengtsson, 1996: A possible change in mass balance of Greenland and Antarctic ice sheets in the coming century. *J. Climate*, **9**(9), 2124–2135.
- Pagowski, M. und G. W. K. Moore, 2001: A numerical study of an extreme cold-air outbreak over the Labrador Sea: sea ice, air-sea interaction and development of polar lows. *Mon. Wea. Rev.*, **129**(1), 47–72.
- Prandtl, L., 1937: Turbulent transfer in the lower atmosphere. *Beitr. Phys. Atmos.*, **19**, 188–202.
- Press, W. H., S. A. Teukolsky, W. T. Vetterling und B. P. Flannery, 1992: *Numerical Recipes in Fortran: The Art of Scientific Computing*. Cambridge University Press, 2. Aufl., 966 pp.
- Rahmstorf, S., 1994: Rapid climate transitions in a coupled ocean-atmosphere model. *Nature*, **372**, 82–85.
- Rahmstorf, S., 2001: Rapid changes of glacial climate in a coupled climate model. *Nature*, **409**, 153–158.
- Renfrew, I. A. und G. W. K. Moore, 1999: An extreme cold air outbreak over the Labrador Sea: Roll vortices and air - sea interaction. *Mon. Wea. Rev.*, **127**(10), 2379–2394.
- Renfrew, I. A., G. W. K. Moore, P. S. Guest und K. Bumke, 2002: A comparison of surface-layer, surface heat flux and surface momentum flux observations over the Labrador Sea with ECMWF analyses and NCEP reanalyses. *J. Phys. Oceanogr.*, **32**. In press.

- Renfrew, I. A., G. W. K. Moore, T. R. Holt, S. W. Chang und P. Guest, 1999: Mesoscale forecasting during a field program: Meteorological support of the Labrador Sea Deep Convection Experiment. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **80**(4), 605–620.
- Rigor, I. G., R. L. Colony und S. Martin, 2000: Variations in surface air temperature observations in the Arctic, 1979–1997. *J. Climate*, **13**(5), 896–914.
- Ritter, B. und J.-F. Geleyn, 1992: A comprehensive radiation scheme for numerical weather prediction models with potential applications in climate simulation. *Mon. Wea. Rev.*, **120**(2), 303–325.
- Robert, A., 1981: A stable numerical integration scheme for the primitive meteorological equations. *Atmos. Ocean*, **19**, 35–46.
- Robert, A., 1982: Semi-Lagrangian and semi-implicit numerical integration scheme for the primitive meteorological equations. *J. Meteor. Soc. Japan*, **60**(1), 319–325.
- Roeckner, E., K. Arpe, L. Bengtsson, M. Christoph, M. Claussen, L. Dümenil, M. Esch, M. Giorgetta, U. Schlese und U. Schulzweida, 1996: The atmospheric general circulation model ECHAM-4: Model description and simulation of present-day climate. Tech. Rep. 218, Max-Planck-Institut für Meteorologie.
- Rubel, F., 1998: PIDCAP ground truth precipitation atlas. Österreichische Beiträge zur Meteorologie und Geophysik 18, Institute for Meteorology and Geophysics, University of Vienna, Austria.
- Rummukainen, M., J. Räisänen, B. Bringfelt, A. Ullerstig, A. Omstedt, U. Willén, U. Hannsson und C. Jones, 2001: A regional climate model for northern Europe: model description and results from the downscaling of two GCM control simulations. *Climate Dyn.*, **17**, 339–359.
- Serreze, M. C., J. E. Box, R. G. Barry und J. E. Walsh, 1993: Characteristics of Arctic synoptic activity. *Meteor. Atmos. Phys.*, **51**, 147–164.
- Serreze, M. C., M. C. Reeder, R. G. Barry, J. E. Walsh und D. A. Robinson, 1995: Variations in aerologically derived Arctic precipitation and snowfall. *Ann. Glaciol.*, **21**, 77–82.
- Serreze, M. C., J. E. Walsh, F. S. C. III, T. Osterkamp, M. Dyurgerov, V. Romanovsky, W. C. Oechel, J. Morison, T. Zhang und R. G. Barry, 2000: Observational evidence of recent change in the northern high-latitude environment. *Climatic Change*, **46**(1–2), 159–207.

- Simmons, A. J. und D. M. Burridge, 1981: Energy and angular-momentum conserving vertical finite-difference scheme and hybride vertical coordinate. *Mon. Wea. Rev.*, **109**(4), 758–766.
- Smith, S. D., 1988: Coefficients for sea surface wind stress, heat flux, and wind profiles as a function of wind speed and temperature. *J. Geophys. Res.*, **93**(C12), 15 467–15 472.
- Staniforth, A., 1997: Regional modeling: A theoretical discussion. *Meteor. Atmos. Phys.*, **63**(1–2), 15–29.
- Steiner, N., 1999: *Sea Ice Roughness as a Means to Validate and Optimize a Large-Scale Sea Ice Model for the Arctic*. Doktorarbeit, Intitut für Meerskunde, Christian-Albrechts-Universität zu Kiel, Germany.
- Stendel, M. und E. Roeckner, 1998: Impacts of horizontal resolution on simulated climate statistics in ECHAM4. Report 253, Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg.
- Stössel, A. und M. Claussen, 1993: On the momentum forcing of a large-scale sea-ice model. *Climate Dyn.*, **9**, 71–80.
- Stull, R. B., 1988: *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht/Boston/London.
- Sundqvist, H., 1978: A parameterization scheme for non-convective condensation including prediction of cloud water content. *Quart. J. R. Met. Soc.*, **104**, 677–690.
- Tiedtke, M., 1989: Comprehensive mass flux scheme for cumulus parameterization in large-scale models. *Mon. Wea. Rev.*, **117**(8), 1779–1800.
- Tomczak, M. und J. S. Godfrey, 1994: *Regional Oceanography: An Introduction*. Pergamon Press, Elsevier Science Ltd. Oxford, England. 422 pp.
- Trenberth, K. E. und J. M. Caron, 2001: Estimates of meridional atmosphere and ocean heat transports. *J. Climate*, **14**(16), 3433–3443.
- Tucker, G. B., 1961: Precipitation over the North Atlantic Ocean. *Quart. J. R. Met. Soc.*, **87**, 147–158.
- Vermehren, K., 1995: *Bestimmung des Niederschlags auf See aus Wetterbeobachtungen (Determination of precipitation at sea from weather observations.)*. Diplomarbeit, Institut für Meereskunde Kiel.
- von Storch, H., H. Langenberg und F. Feser, 2000: A spectral nudging technique for dynamical downscaling purposes. *Mon. Wea. Rev.*, **128**(10), 3664–3673.



- von Storch, H. und F. W. Zwiers, 1999: *Statistical Analysis in Climate Research*. Cambridge University Press. 494 pp.
- Warner, T. T., R. A. Peterson und R. E. Treadon, 1997: A tutorial on lateral boundary conditions as a basic and potentially serious limitation to regional numerical weather prediction. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **78**(11), 2599–2617.
- Watson, R. T., M. C. Zinyowera, R. H. Moss und D. J. Dokken, 1997: The regional impacts of climate change: An assessment of vulnerability. (Including summary for policymakers). A special report of IPCC working group II, Intergovernmental Panel on Climate Change.
- Weatherly, J. W. und J. E. Walsh, 1996: The effects of precipitation and river runoff in a coupled ice-ocean model of the Arctic. *Climate Dyn.*, **12**(11), 785–798.
- Weber, R. O. und P. Talkner, 1993: Some remarks on spatial correlation function models. *Mon. Wea. Rev.*, **121**(9), 2611–2617.
- Weisse, R., H. Heyen und H. von Storch, 2000: Sensitivity of a regional atmospheric model to a sea state-dependent roughness and the need for ensemble calculations. *Mon. Wea. Rev.*, **128**(10), 3621–3642.
- Wucknitz, J., 1978: Influence of anisotropy on stress estimation by the indirect dissipation method. *Bound.-Layer Meteor.*, **17**(1), 119–131.
- Yang, D., 1999: An improved precipitation climatology for the Arctic Ocean. *Geophys. Res. Lett.*, **26**(11), 1625–1628.
- Zdunkowski, W. G. und G. J. Korb, 1980: An investigation of the structure of typical two-stream methods for the calculation of solar fluxes and heating rates in clouds. *Contrib. Atmos. Phys.*, **53**(2), 147–166.
- Zhang, T., R. G. Barry, K. Knowles, J. A. Heginbottom und J. Brown, 1999a: Statistics and characteristics of permafrost and ground ice distribution in the Northern Hemisphere. *Polar Geogr.*, **23**, 147–169.
- Zhang, Y., W. Maslowski und A. J. Semtner, 1999b: Impact of mesoscale ocean currents on sea ice in high-resolution Arctic ice and ocean simulations. *J. Geophys. Res.*, **104**(C8), 18 409–18 430.

# Index

<b>A</b>	
Abfluss .....	74
Akkumulation .....	73
Antriebsdaten .....	28, 32, 91
Arktis .....	5–10
Forschungsprojekte .....	6
geographische Lage .....	7
Klima .....	7
Klimaänderung .....	9
Assimilation .....	32
Auflösung .....	26, 28, 93
<b>B</b>	
Bias .....	83
Bodendruck .....	<i>siehe</i> Druck
Bojendaten .....	54
Bulk-Methode .....	46
<b>C</b>	
Charnock-Formel .....	80
<b>D</b>	
Disdrometer .....	47
Dissipations-Methode .....	46
Downscaling .....	15–17
drag .....	<i>siehe</i> Schubspannung
Druck .....	36
DWD-Physik .....	<i>siehe</i> Physikpakete
<b>E</b>	
Eis-Albedo-Rückkopplung .....	10
Ensemble .....	83
EVCHAM4-Physik ..	<i>siehe</i> Physikpakete
Experimente .....	29
<b>F</b>	
Flusskorrektur .....	17
<b>G</b>	
Globalmodell .....	2
Grönland .....	31, 70, 73
<b>H</b>	
Hindcast .....	29
<b>I</b>	
IABP/POLES .....	54
Initialisierung .....	17
interne Variabilität .....	83
IPCC .....	9
<b>K</b>	
Kalben .....	12, 70
Kaltluftausbruch .....	34
Klima .....	1, 2, 92, 93
Klima-Mode .....	17, 92
Konvektion .....	12
Kopplung .....	93
Korrelationsfunktion .....	56
Korrelationslänge .....	54
Kreuzkorrelationsmethode .....	44
<b>L</b>	
Labrador-See .....	31
<b>M</b>	
Meereis .....	8, 12, 53, 82, 88

Meereismodell ..... 2, 12, 64, 75  
 Messungen ..... 1, 31, 54, 70, 73, 82  
 MIZ ..... 82, 83  
 Modellgebiet ..... 26

### N

NCEP/NCAR-Reanalysen ..... *siehe*  
     Antriebsdaten  
 Nesting ..... 15–16  
 Netto-Gefrierate ..... 70, 75  
 Niederschlag ..... 8, 11, 33, 47, 70–74  
 Nordatlantik ..... 2, 6, 12, 31

### O

one-way nesting ..... 16  
 Optimale Interpolation ..... 56

### P

Parametrisierungen ..... 20, 28, 47  
 Permafrost ..... 9  
 Physikpakete  
     DWD ..... 20–22  
     ECHAM-4 ..... 22–23  
 Preconditioning ..... 13

### R

Randbedingungen ..... 25–29  
 Rauigkeitslänge ..... 79, 82, 83  
 Reanalysen ..... 28, 91  
 Rechenzeit ..... 2, 30, 93  
 Regionalmodellierung ..... 2, 15  
 Relaxationszone ..... 26  
 REMO ..... 19–23  
     Überblick ..... 19  
     Anwendungen ..... 15  
     Bodenmodell ..... 21, 22, 74  
     Dynamik ..... 19  
     Horizontaldiffusion ..... 20  
     Koordinatensystem ..... 19  
     Niederschlag ..... 22

Physikpakete ..... 20  
 räumliche Diskretisierung ..... 19  
 Rand ..... 20  
 Strahlung ..... 21, 23  
 Vertikaldiffusion ..... 21, 23  
 Vertikalkoordinate ..... 20  
 Wolken ..... 21, 23  
 RMS-Differenz ..... 84

### S

Süßwassereintrag ..... 5, 10–12, 69, 75  
 Schubspannung ..... 79  
 Signifikanz ..... 85  
 spezifische Feuchte ..... 40

### T

Temperatur ..... 36, 53  
 thermohaline Zirkulation ..... 6, 12  
 Topographie ..... 26  
 two-way nesting ..... 16

### V

Vorhersage-Mode ..... 17, 32, 91

### W

Wärmefluss ..... 44  
 Wind ..... 38

### Z

Zirkulation ..... 8, 35

# Contents

<b>1</b>	<b>Introduction</b>	<b>1</b>
<b>2</b>	<b>Importance of the Arctic and the subpolar North Atlantic</b>	<b>5</b>
2.1	Introduction . . . . .	5
2.2	The Arctic Climate . . . . .	7
2.2.1	Freshwater input into the Arctic Ocean and the subpolar North Atlantic . . . . .	11
2.2.2	Thermohaline circulation und deep water formation . . . . .	12
<b>3</b>	<b>Regional climate modelling</b>	<b>15</b>
3.1	Introduction . . . . .	15
3.1.1	Nesting . . . . .	16
3.1.2	Climate- and prediction-mode . . . . .	17
3.2	The REgional MOdel – REMO . . . . .	19
3.2.1	Overview . . . . .	19
3.2.2	Dynamic part . . . . .	19
3.2.3	Physical parameterizations . . . . .	20
3.2.3.1	DWD . . . . .	20
3.2.3.2	ECHAM-4 . . . . .	22

---

<b>4 Experiments</b>	<b>25</b>
4.1 Introduction . . . . .	25
4.2 Model domain und relaxation zone . . . . .	26
4.3 Lateral boundary conditions . . . . .	26
4.4 Simulations . . . . .	29
4.5 Computation time . . . . .	30
<b>5 Comparison with R/VKnorr-Data</b>	<b>31</b>
5.1 Introduction . . . . .	31
5.2 Comparison of measurements with REMO and NCEP/NCAR reanalyses .	36
5.2.1 Sea level pressure . . . . .	36
5.2.2 2 m temperature . . . . .	36
5.2.3 10 m wind speed . . . . .	38
5.2.4 2 m specific humidity . . . . .	40
5.2.5 Sensible heat flux . . . . .	44
5.2.6 Precipitation . . . . .	47
5.3 Discussion . . . . .	51
<b>6 Arctic surface air temperatures</b>	<b>53</b>
6.1 Introduction . . . . .	53
6.2 The IABP/POLES dataset . . . . .	54
6.3 Comparison of climtologies . . . . .	54
6.4 2 m temperature 1996 . . . . .	64
6.5 Discussion . . . . .	65
<b>7 Freshwater input into the sub polar North Atlantic</b>	<b>69</b>
7.1 Introduction . . . . .	69
7.2 Precipitation . . . . .	70

## CONTENTS

---

7.2.1	Comparison with NCEP/NCAR-Reanalysis . . . . .	70
7.2.2	Precipitation over Greenland . . . . .	73
7.3	Surface runoff . . . . .	74
7.4	Discussion . . . . .	76
<b>8</b>	<b>Roughness at the marginal ice zone</b>	<b>79</b>
8.1	Introduction . . . . .	79
8.2	Roughness over sea ice . . . . .	80
8.2.1	Drag coefficient and aerodynamic roughness length . . . . .	80
8.2.2	Sea ice in REMO . . . . .	82
8.2.3	Measurements of sea ice roughness . . . . .	82
8.3	Simulation of the marginal ice zone . . . . .	83
8.3.1	Role of the MIZ and internal variability . . . . .	83
8.4	Discussion . . . . .	87
<b>9</b>	<b>Discussion and outlook</b>	<b>91</b>
<b>A</b>	<b>Appendix</b>	<b>95</b>
A.1	Symbols . . . . .	95
A.2	Abbreviations . . . . .	98
	<b>References</b>	<b>101</b>
	<b>Index</b>	<b>113</b>
	<b>Acknowledgments</b>	<b>113</b>

# List of Figures

2.1	The interactions in the arctic climate system. . . . .	6
2.2	Topography of the Arctic and the sub-polar regions. . . . .	8
2.3	Trend of the annual mean surface temperature in °C per decade north of 40° N for the period 1966-1995 (Serreze et al., 2000). . . . .	10
2.4	Multi-Model ensemble mean of the annual temperature change, its range and mean change divided by the standard deviation. The period 2071-2100 is shown relatively to the period 1961-1990 (Cubasch et al., 2001). . . . .	11
3.1	Schematic view of the <i>one-way nesting</i> . . . . .	16
3.2	A model run in climate-mode. . . . .	17
3.3	A model run in prediction-mode. . . . .	18
4.1	The topographie used in REMO in m. . . . .	27
5.1	Cruise of R/V <i>Knorr</i> in February and March 1997. . . . .	32
5.2	Infrared AVHRR image from NOAA-14 polar orbiter at 11:41 UTC, 7. February 1997 centered over the Labrador Sea after Marshall et al. (1998). . . . .	34
5.3	REMO simulated monthly 12 hourly surface air temperature in the central Labrador Sea between 1992 and 1996. . . . .	35
5.4	REMO simulated mean distribution of sea level pressure and 2 m temperature. . . . .	37
5.5	Time series of sea level pressure between 5.2. and 12.3.1997 in hPa on board R/V <i>Knorr</i> . . . . .	38
5.6	Comparison of observed with NCEP/NCAR and REMO modelled sea level pressure. . . . .	39

5.7	Same as Fig. 5.5 for 2 m temperature. . . . .	40
5.8	Comparison of observed with NCEP/NCAR and REMO modelled 2 m temperature. . . . .	41
5.9	Same as Fig. 5.5 for 10 m wind speed. . . . .	42
5.10	Comparison of observed with NCEP/NCAR and REMO modelled wind speed. . . . .	43
5.11	Same as Fig. 5.5 for 2 m specific humidity. . . . .	44
5.12	Comparison of observed with NCEP/NCAR and REMO modelled specific humidity. . . . .	45
5.13	Sensible heat flux between 5.2. and 5.3.1997 on board R/V <i>Knorr</i> . . . . .	48
5.14	Sensible heat fluxes derived with the dissipation and cross correlation method and modelled with NCEP/NCAR and REMO. . . . .	49
5.15	Time series of daily and accumulated precipitation between 5.2. and 12.3.1997. . . . .	50
5.16	Accumulated precipitation between 5.2. and 12.3.1997 simulated with REMO in mm. . . . .	52
6.1	Position of observations of surface air temperatures after Rigor et al. (2000). . . . .	55
6.2	With REMO modelled monthly 12 hourly surface air temperatures at the central Arctic, Barrow and Indian Mountain between 1992 and 1996. . . . .	57
6.3	Monthly 12 hourly observed surface air temperatures from all stations at the North Pole between 1979 and 1991 and from the land stations at Barrow and Indian Mountain between 1979 and 1997 after Rigor et al. (2000). . . . .	58
6.4	Mean correlation length in 100 km-bins between all pairs. . . . .	60
6.5	Correlation between different pairs of costal stations, buoys and manned stations Rigor et al. (2000). . . . .	61
6.6	REMO modelled monthly correlation lengths ( $L$ ) of the 2 m surface air temperatures ( $T_2$ ) for the period 1992-1996. . . . .	62
6.7	Mean correlation in 100 km-bins between all grid points (without relaxation zone) for all months between 1992 and 1997. . . . .	63



## LIST OF FIGURES

---

6.8	Distribution of ARGOS buoys (numerized points) and land stations at 1. August 1996 (IABP: <a href="http://iabp.apl.washington.edu">http://iabp.apl.washington.edu</a> ). . . . .	65
6.9	Difference of the mean 2 m air temperature in 1996 in K (REMO-IABP). . . . .	66
7.1	Annual mean precipitation minus evaporation for the period 1992-1996 in mm/year (NCEP(NCAR). . . . .	71
7.2	Annual mean precipitation minus evaporation for the period 1992-1996 in mm/year. . . . .	72
7.3	Observed accumulation at the Greenland ice shield . . . . .	74
7.4	Freshwater input into the Labrador and Greenland Sea . . . . .	75
7.5	Time series of the observed and modelled monthly runoff in mm for the Baltic Sea water catchment area after Jacob (2001). . . . .	76
8.1	Surface air temperature at 2. January 1997 simulated with REMO in climate mode. The temperature range between -2°C and 1°C corresponds with the simulated marginal ice zone. . . . .	84
8.2	Time dependent bias and rms differences of the sea level pressure in hPa of the ensemble members with respect to the ensemble mean. . . . .	85
8.3	Time dependent bias and rms differences of the sea level pressure in hPa of the RAU-ensemble members relativ to the mean of the CTRL-simulation. . . . .	86
8.4	Time series of the T -values of the bias (closed, black) and rms differences (broken, red) of the sea level pressure. The grey area indicates the level of 97.5% significance. . . . .	88

# Danksagung

Diese Arbeit entstand während meiner Tätigkeit als wissenschaftlicher Mitarbeiter am Institut für Meereskunde in Kiel. Die Idee zu dieser Arbeit kam von Prof. Peter Lemke. Ich danke ihm für die Unterstützung und das mir entgegengebrachte Vertrauen sehr. Mein Dank gilt auch Prof. Eberhard Ruprecht für die Übernahme der Zweitbegutachtung.

Ich danke Dr. Rolf Jürrens, der mir bei vielen technischen Fragen zur Seite gestanden und wichtige Vorarbeiten geleistet hat. Mein Dank gilt auch Dr. Daniela Jacob, Ralf Podzun und Tido Semmler vom MPIfM in Hamburg für die Überlassung und Hilfestellung bei der Inbetriebnahme von REMO. Meiner Zimmerkollegin Dr. Renate Hagedorn danke ich für ihre fachkundigen Kommentare und mahnenden Worte.

Ich danke speziell Dr. Karl Bumke für die fruchtbaren Diskussionen zu wissenschaftlichen Fragen und die Bereitstellung der Messdaten von unserer gemeinsamen Fahrt auf der R/V *Knorr* in der Labrador-See. Allen Mitgliedern der Forschungseinheit „Maritime Meteorologie“ danke ich für die angenehme Arbeitsatmosphäre.

Ich bin meinen Eltern dankbar für ihre fortdauernde Unterstützung, mit der sie mir auf meinem Weg den Rücken gestärkt haben. Meiner Frau Nathaly und meiner Tochter Jule Teresa danke ich für die Geduld, aufmunternden Worte und Liebe, die mir beide stets entgegengebracht haben.

Diese Arbeit wurde von der Deutschen Forschungsgemeinschaft im Rahmen des Sonderforschungsbereiches 460 „Dynamik thermohaliner Zirkulationsschwankungen“ finanziert.

Reanalyse Daten wurden vom NOAA-CIRES *Climate Diagnostics Center*, Boulder, Colorado, U.S.A. zur Verfügung gestellt. Die Daten vom *International Arctic Buoy Program* (IABP) stammen vom *National Snow and Ice Data Center*, University von Colorado, Boulder, U.S.A..